U. D. C. 55(05)

化学 受 35.3.31 付 技術研究所

地質調査所月報

第 10 巻　第 12 號

目　次

報　文

礒見博，片田正人：木曽山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察 …… 1(1037)

猪木幸男：舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について …… 17(1053)

田中啓策：石狩炭田空知背斜地域の白堊系とくに上部蝦夷層群の堆積について …… 27(1063)

尾原信彦：仁淀川水系電源開発ダム地点土木地質調査報告 …… 43(1079)

渡辺和衛：宮崎県耳川上流地域の荒廃状況と上椎葉貯水池の堆砂 …… 57(1093)

技術研究所 受 35.4.5. 付 図書

概　報

秋田県黒川油田北方の有孔虫化石群集の分布について

資　料

外的條件と鉱物組成の相関関係

合板記入済
カード記入済

工業技術院地質調査所

昭和 34 年 12 月

報　　文

551.73 : 552.4(521.52)

木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察

磯見　博*　片田正人*

Consideration on Some Sedimentary Features of Non-metamorphosed Upper Paleozoics and Ryōke Metamorphics in the Northern Part of Kiso Mountainland, Central Japan

by

Hiroshi Isomi & Masato Katada

Abstract

The northern part of the Kiso mountainland corresponds to the transitional area of zones of non-metamorphosed Upper Paleozoics and Ryōke metamorphics which are regionally metamorphosed representatives of the Upper Paleozoics. These rocks belong to the thickly accumulated deposits in the geosyncline.

The Paleozoic deposits are lithologically grouped into chert facies, fine-clastic facies and coarse-clastic facies. The chert facies is referred to chert associated with basic pyroclastics and limestone in small amount. The fine-clastic facies consists mainly of shale accompanied by small amount of fine-grained sandstone. The coarse-clastic facies means coarse-grained graywacke sandstone forming thick massive beds. From the combination of the three facies above-mentioned and from their degree of development, are discriminated five zones running parallel with each other.

Remarkable features observed in the fine-clastic facies are as follows.

a) *Helminthoidea*, a fossil trail ubiquitous in the Alpine Flysch and its equivalent formations in other younger orogenic regions, is frequently found in swarm in the area under question.

b) Clastic muscovite flakes are abundantly contained in shale, siltstone and fine sandstone. They form, in many cases, lamina in shale.

c) Plant fragments occur occasionally in carbonaceous shale or siltstone.

The characteristics of the coarse-clastic facies (coarse graywacke) are as follows.

d) Main constituents of the coarse graywacke are quartz occasionally showing mylonitic texture and fresh feldspars. Among feldspars, plagioclase is dominant over alkali-feldspar.

e) Coarse graywacke bed characteristically contains shale inclusions. It includes sometimes pebbles of chert, and more often is conglomeratic.

f) Pebbly mudstone occurs in close association with conglomeratic coarse sandstone bed.

Some coarser parts of the fine-clastics——siltstone and fine sandstone——exhibit grading phenomena, and sometimes are revealed convolute laminations. These facts are suggestive of sedimentation from turbidity current. On the other hand, in the coarse-clastics, grading is mostly indistinct within sandstone bed in spite of its graywacke type. Moreover, no grading relation is found between the sandstone bed and its overlying and underlying fine-clastics, but between them is recognized abrupt change in grain-size. The areal distribution of coarse-clastics gives the impression of its encroaching upon the chert facies territory. Judging from these facts, the writers are inclined to infer that the abnormal intense turbidity current which should be invoked for sedimentation of the coarse-clastics is different from the normal weak turbidity

* 地質部

current responsible for fine-clastics, and that both types are not in direct relation to each other. The cause of triggering off the intense turbidity current may be episodic and frequent changes of bottom form within geosyncline. Therefore, the abundant occurrences of the coarse-clastics can be said to indicate the unstable condition of the Late Paleozoic geosyncline. And they seem to share the effects of the tectonic disturbances during Middle Permian with the sporadic occurrences of the intraformational conglomerates of granite and other pebbles hitherto reported in the Inner Side of Southwest Japan.

Broadly speaking, general features of the Paleozoic sedimentation in the area under question do not differ from the Flysch-type sedimentation, except for the defficiency of rhythmical alternation of sandstone and shale and the associaton with stronger chert sedimentation accompanied by rather active submarine volcanism in the Paleozoic geosyncline.

要　旨

木曽山地北部の領家変成岩およびその北に続く非変成帯を構成する古生層中に，いわゆる異常堆積の現象が認められる。すなわち，生痕化石の産出すること，細粒砕屑岩のなかに白雲母片の多産すること，植物破片がみいだされること，礫岩および礫状岩があること，などが注目される。古生層の主要な構成物である砂岩の産状および組成が graywacke タイプであることと相まつて，この異常堆積の現象は，turbidity current による堆積現象とみなされる。

1. まえがき

改めていうまでもなく，地向斜における砂岩 — graywacke— の堆積作用が turbidity current の作用によるものであることは，広く認められている。すなわち，たとえば大陸や安定地塊の周辺のデルタ状の地域とか，大陸棚のような地域にまず砕屑物が急速に堆積する。この未凝固の堆積物のマスの末端部が，ある原因によつてすべり出し，それが比重の大きな turbidity current となつて重力の影響の下に地向斜の傾斜に沿つて流下し，遙か遠方の傾斜が小さくなつた所で graded graywacke が堆積する，と説明されるのである。この種の堆積物は，turbidites とか resediments とか，呼ばれている。turbidites の堆積相やその古地理的意義については，Kuenen とその協力者その他によつて，近年しばしば論じられている。

これから述べる木曽山地北部の古生層の砕屑岩が，このような堆積相をそなえていることは，当然予想されるところであつて，至極あたりまえのことといわねばならない。しかし，この地域は，領家変成帯の外縁部にあたり，変成帯とその北側の非変成古生層地域との橋わたしをなす地域であるので，その堆積相をもつと内側の古生層の堆積相と比較検討することは，日本の古生代後期の地向斜の古地理を考えるうえに重要な意義をもつものといえよう。このような試みの一つとして，木曽山地北部の古生層の，とくに砕屑岩の堆積相について気付いた点を述べてみたいと思う。

木曽山地中部の地質については，最近，東京教育大学の方々の変成岩・花崗岩を中心とした研究[10][11]が発表されているし，筆者および村山正郎・山田直利・河田清雄[4]も木曽山地中・北部の地質のあらましを報告した。本論文は，筆者の担当した5万分の1「伊那」図幅の野外調査資料に主としてよつたものである。この野外調査にあたり，柴田秀賢・大木靖衛ら東京教育大学の方々の研究[12][13]および亀井節夫[2][9]ら信州大学の方々の古生層の研究におうところが大であつたこと，ならびにすでに公刊された「上松」[3]，「赤穂」[8]の各地質図幅によつた点も少なくないことを，明記しておきたい。

2. 古生層のあらまし

2.1 古生層の岩相

古生層は，領家帯に属する変成岩をも含めて大きくみると，山嶺の延びの方向に平行してNEないしNNEの一般走向をもつて，帯状をなして分布している。

この地域の古生層は，岩相と帯状分布とからみて，大きく3分される。これらを，便宜上，北西部帯（Ⅰ），中部帯（Ⅱ），南東部帯（Ⅲ）と呼ぶことにする。

北西部帯（Ⅰ）の岩相

泥質岩・砂岩を主とし，チャートに乏しい岩相（Ⅰa）と，チャート・珪質粘板岩を主とし，そのほかに塩基性火山岩や少量の石灰岩を挟む岩相（Ⅰb）とに，細分される。

Ⅰa相—泥質岩・砂岩相：　非常にチャートに乏しい岩相である。最も多いのは泥質岩である。泥質岩には，泥岩といえるようなきわめて細粒の部分が多いが，そのほかに，それよりやゝ粗くシルト岩といつた方がよい部分がある。これらは，おのおの数mm位の厚さで互層す

る場合がめだつている。また，量的にはそれらほどには多くはないが，細粒の砂岩があり，大低の場合数mm位のラミナをなして，上記の泥質岩の互層に加わつている。細粒砂岩とシルト岩とは，漸移し grading を示すことが多い。

以上のほかに，粗粒の硬砂岩も多い。これは，泥質岩の夾みなしで多くの場合1～2mの塊状の層をなしている。この塊状砂岩層は，それ自体のなかでの粒度のレインヂが小さなため grading は明瞭でない。そして，その上下の細粒砕屑岩に対し，はつきり一線を画して分かれており，上・下層に対する grading も認められない。

Ⅰa相に属する泥質岩の一部—多くの場合シルト岩—には，白雲母片の多いラミナが非常に多く，また，完全に炭化した植物の破片が含まれることがある。かつて，“味噌川の中生層”と考えられたのは，これら特異な岩石の多い部分であり，Ⅰa相の一部なのである。

Ⅰb相—チャート相：　チャートの優勢な岩相である。大きくみて，2帯をなして分布する。北西側に分布するものでは，たとえば宮の越近傍，橋戸などに見られるように，赤色の Radiolarian chert が顕著である。チャートは，珪質の粘板岩に移化する。

この岩相に伴う泥質岩は，暗灰色のものが多く，きれいな黒色泥岩は少ない。チャートと細かく互層するもの以外には，はつきりした層理の見られる場合はまれである。

Ⅰb相に属する副次的な岩石として，塩基性火山岩があり，局部的には少量の石灰岩もある。

中部帯（Ⅱ）の岩相

チャートに乏しい岩相（Ⅱa）と，チャートの多い岩相（Ⅱb）とに分けられる。

Ⅱa相—泥質岩相：　泥質岩によつて特徴づけられる岩相である。とくに，その北半部では，ラミナのよく発達した，または層理の発達した泥質岩が優勢である。しかし，南半部では，粗粒・塊状のⅠa相に記したのと同じ産状の砂岩が，かなり多い。

チャートは，非常に少なく，いずれも薄層をなし，連続性に乏しい。

Ⅱa相は，次に述べるチャートの多い岩相Ⅱb相の北に平行して帯状に分布するが，分布地域の南西部ではⅡb相と interfinger の関係にある。

Ⅱb相—チャート・泥質岩・砂岩相：　チャートと泥質岩・砂岩からなる岩相であるが，とくに，厚いチャート層の発達により特徴づけられる。

Ⅱb相は，大きくみて，粗粒砂岩の多い岩相（Ⅲ）に移り変わるのみでなく，この岩相自体のなかにもⅢ相と同じ岩相を示す部分が認められる。

南東部帯（Ⅲ）の岩相

砂岩・泥質岩の多い岩相である。これらは，大体，Ⅰa相の岩相に類似しているが，泥質岩のこまかな性質は，軽微な変成作用をうけているため，不明の点が多い。粗粒塊状の砂岩層は，Ⅰa相におけるように数多く，また，その一部がしばしば礫を含んでいるのが著しい特色である。

このほか，チャートに富んだⅡb相のような部分も多いが，そのチャートもⅡb相におけるほどには著しいものではない。

古生層の堆積物を，チャート相，粗粒塊状の砂岩を代表する粗粒砕屑岩相，泥岩・シルト岩・細粒砂岩を代表する細粒砕屑岩相に3分して，これら3者の組合せによつて，北西部・中部・南東部の各帯の岩相の特色を表示すれば，次のようになる。

		チャート相	細粒砕屑岩相	粗粒砕屑岩相	その他の特徴
北西部帯（Ⅰ）	Ⅰa相		◎	◎	生痕・雲母片がとくに多い
	Ⅰb相	◎			
中部帯（Ⅱ）	Ⅱa相		◎		
	Ⅱb相	◎	○	○	
南東部帯（Ⅲ）	Ⅲ相	○	○	◎	礫岩が著しい

◎ 特徴的なもの　　○ 普通にみられるもの

2.2 古生層の構造

大きくみて，古生層の一般走向は，北東部ではENEであるが，中央部ではNSへと急転し，南西部ではふたゝびENEにもどる。すなわち，S字の両端を引きのばしたような形をとつている。この屈曲部にあたり，NNW方向の著しい断層帯があり，これを神谷断層帯と呼ぶ。幅2～3Kmにも及ぶこの断層帯は，地層を著しく破砕しており，南東方では幾本かの断層に分岐して，伊那盆地の段丘の下にもぐる。しかし，この断層による地層のずれは，意外に小さい。

ほゞ走向に沿つた断層としておもなものは，北西側では奈良井断層が，南東側では伊那断層がある。奈良井断層もまた著しい破砕帯を伴なつた大断層であるが，とくに注目すべきことは，この断層の北西側の古生層のみが地塊化していてその傾斜の向きも一定しないことであつて，南東側の古生層が大局的にはSEに傾斜した単純な構造を呈するのに対して，著しい対照をなしている。

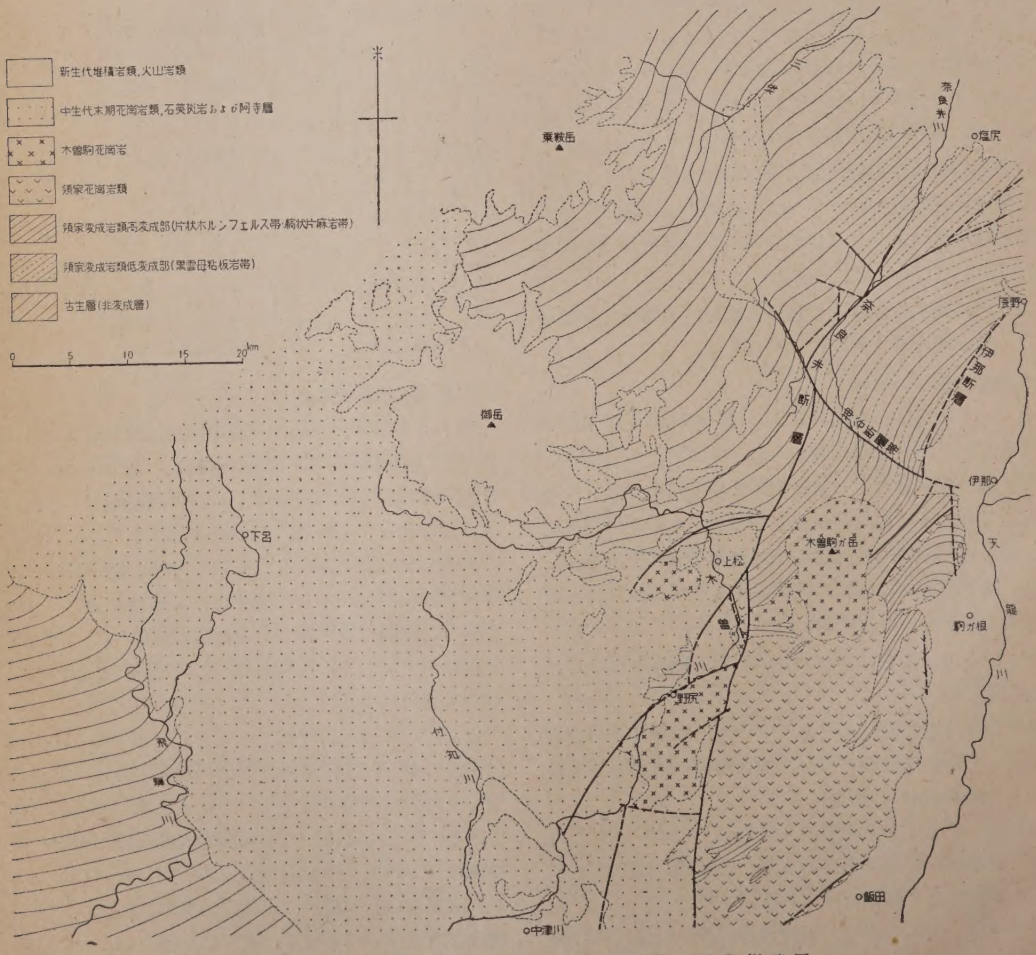
伊那断層は，伊那谷に面する断層崖の根元をなすもの

である。断層付近の地層は，その傾斜の向きが一定でなく，構造がとくに複雑になつている。

これら各断層は，著しい破砕帯を作り，地形を支配している。泥質岩の破砕された部分は軟かい断層粘土と化している。しかし，同じく破砕生成物の一部とみなされる角礫岩一第7章の第4のタイプ一が全く固化していることなどからみて，これら断層が古生層の基本的構造形成に関係した大褶曲運動の産物であり，後にふたゝび活動して断層粘土を作つたものとみられる。

古生層は，一般に，50° 以上の傾斜角をもつた高角度の構造をしている。しかし，南東側のⅡb相やⅢ相中には，30～40° の比較的緩い傾斜をなす部分があり，この部分は地域内で変成度の割合に高い部分にあたるので，もつと変成度の高い領家帯中に報告されている緩い褶曲構造と相通ずるものがあるといえよう。

さらに，もつとくわしく地層の変形の様子をみると，傾斜の向きが急変する所では，ほとんど常に断層が認められ，単純な背斜とか向斜とかは認められない。また露頭の範囲内でみて地層がうねつている所でも，小断層が付随している。そして，この小きざみな褶曲は，塊状粗粒の厚い砂岩層の無い部分に限られる。一方，厚い砂岩層を含んだ露頭では，きれいな褶曲がみられない代りに，砂岩層の境目はまわりの細粒砕屑岩に対して相対的にすべつているし，砂岩層自体は，割れ目が多くなつたり，石英脈に貫かれたりしている。そして，このような厚い砂岩層と砂岩層との間にある泥質岩の夾みは，千枚岩状を呈している。このような擾乱をうけて古そうな外観を呈する部分は，ある幅をもつた断層の一部にほかならない。Ⅰa相の，断層運動のみられない部分は，若そうな見掛けを呈し，一見中生層のようにさえみえる。



第1図 長野県木曽地方およびその近傍の地質概略図

2.3 古生層の地質時代

木曽山地の北部には，時代を指示する化石はまだ発見されていない。僅かに，この地域の南西方にあたる野尻付近で *Yabeina* 石灰岩が知られている[3)7)]にすぎない。この含化石石灰岩を含む古生層は，古生層地域主部から孤立している。しかし，大きく木曽山地の構造を眺め，その岩相を検討してみると，野尻の *Yabeina* 石灰岩が本論文でＩｂ相とする部分の延長にあたることは，ほゞ確実である。したがつて，当地域の古生層は，少なくともその一部分は中部二畳系であり，全体としてもそれよりあまり時代の離れた地層とは考えられない。

3. *Helminthoidea* の産出すること

この地域の古生層中には，生痕の化石が少なくない。それらのうちで，とくに数多くしばしば産するのは *Helminthoidea* のなかまの化石である。

その産出は，ラミナの良く発達した泥質岩に限られる。まれには幅２ｍｍ位のこともあるが，たいていは幅１ｍｍ前後，ループ状で普通に産するものよりも小型で，うねり方もやゝ緩く，もつと不規則である。生痕の部分とそうでない部分との凹凸の差はきわめて少なく，微細なせいもあろうが，もともと生痕の部分の凹みは少なかつたものと思われる。常に密集して産する。

この化石は微細で認めにくいものであるが，生痕の刻まれた部分が，多くの場合，白雲母片の密集したラミナに覆われたり，炭質物に富んだりするため，そのデリケートな印象が識別されるのである。ラミナの発達の悪い泥岩中にも，この化石はあることはあるが，その場合非常に不鮮明である。ラミナに平行な割れ目に富んだ岩石で，ラミナに沿つた面が出せる場合，化石はとくに明瞭に見られる。露頭でやゝ風化の進んだ部分は，軽くハンマーをあてるだけで紙を剝ぐように薄く割れるため，化石は多くこの部分に発見された。このほか，ごく軽度の変成作用をうけて黒雲母ができている場合にも，光沢の差のため，はつきり認められる。

筆者がこの化石を確認した場所は，第２図上に×印を記してある。

Helminthoidea という生痕化石は，アルプス地方の白亜紀後期ないし古第三紀のフリッシュ（Flysch）にきわめて多い化石であり，フリッシュの一つの特徴をなすものであつて，Flysch à Helminthoides などという地層名をさえもたらしている。アルプス以外の若い造山帯でも，フリッシュと呼ばれたり，それと同じ意義をもつとされる地層中に，世界各地に広く産している。

こゝで一応の問題となるのは，*Helminthoidea* がアルプス造山期の Flysch 堆積時代の特徴的な化石であるのだから，それを含む当地域の地層も中生層ではないか，という疑問であろう。しかし，この化石は，Ｉｂ相の塩基性火山岩―石灰岩層に直接接した泥岩（贄川付近）中や，チャートを挟んだ地層（菅付近や橋戸沢）中に産すること，また，この化石を含む地層自体が領家変成作用をうけていること（たとえば藪原の南方）をあげれば，この含化石層が古生層の一員であることは明白である。筆者は，*Helminthoidea* がアルプス造山期以前の地向斜性堆積物中から産する例がほかにあるのか，無いのか，知らない。仮りに無いものとしても，生痕化石が時代を指示するものではなく示相化石にすぎないことはいうまでもないのであるから，この化石の産出することは，フリッシュに似た堆積環境を示すという点においてこそ深い意味をもつのである。

ところでフリッシュといえば，その堆積物，とくに硬砂岩の構成物の大部分は，地向斜から誕生しそれを分化させたコルヂレラに作用したすさまじい削剝作用によつて供給されたもの，と一般に考えられている。しかし，このような供給源の見方に対して，Kuenen[6)]は，各地のフリッシュおよびそれに相当する地層の堆積学的な研究に基づいて異なつた結論をだしている。フリッシュ地向斜の砕屑物の大部分の起源が，フリッシュ地向斜そのものを限るコルヂレラ自体に結びつくものでなく，もつと遠くの供給源に由来するとする Kuenen の考え方―その可能性は非常に大きい―が受け入れられるとすれば，日本の二畳紀の地向斜の内部には多量の物質を広域にわたつて供給できたような明瞭なコルヂレラの存在は考えられないとはいえ，日本の地向斜の堆積作用もフリッシュのそれと本質的には大差がないといつてよかろう。とはいえ，アルプスの古典的なシエマをそのまま日本の古生代後期の地向斜に適用して，その地層の地史的な位置づけを試みる必要はない。日本の二畳系の大部分について，強いてフリッシュという語を用いるのは，やはり誤解をまねくおそれがあるので，pre-Flysch とか sub-Flysch とかいう方が適当であろう。フリッシュ的な堆積岩と優地向斜的な岩石―塩基性火山岩―とが共存するからである。この場合，pre-Flysch という言葉には Flysch に先行するという意味が含まれるのであるから，日本の場合のように Flysch にあたるものがはつきりしない場合には sub-Flysch の方がふさわしいと思われる。

なお，この化石は，当地域だけでなく，内帯の各地にも産する。片田は御岳の東方で，礒見は岐阜県郡上八幡の付近で，この化石を発見している。たゞ，木曽山地北

部ほどには多くないことだけが違つているにすぎない。なにはともあれ，探せば，日本の古生層全体に，少なくとも内帯全域に，見つかるのではないかと思う。

4. 細粒砕屑岩のなかに白雲母片の多いこと

細粒砕屑岩には，しばしば白雲母片が沢山含まれる。多くの場合，かなり炭質物に富んで暗灰色を呈する泥質岩中にラミナ状に密集して産する。このほか，非常に細粒の砂岩またはシルト岩で炭質物に富んだ泥質のマトリックスの多いもののなかに，特定のラミナをなさずに散在して多数含まれることもある。白雲母片の大きさは1mm前後で肉眼で粒子のはつきり認められる位のものが多い。

白雲母片を含んだ細粒岩は，Ia相中にきわめて多く，一般にチャートを伴わないで砕屑岩のみからなる部分に特徴的である。チャートと完全に移化する泥質岩中には無いし，Ia相以外のチャートで特徴づけられる岩相には少ない。とはいつても，Ia相のレンズ状チャートのすぐ上または下の部分から産することもあるし，Ia相以外でも *Helminthoidea* の産するような部分にはほとんど常に認められる。変成作用の進んだ部分—南東側をしめる地層—では，変成作用による雲母の形成があるため，堆積源の白雲母があつたかどうかは判断できない。

とくに注意しておきたいことは，白雲母片の多い細粒砕屑岩が grading（細粒砂岩→シルト岩）を示すこともあるし，convolute lamination など turbidity currentからの堆積物の特徴をそなえているもののあることである。この事実から，白雲母片を運んできた営力は一種の（弱い）turbidity current であると，結論できよう。もちろん，粗粒塊状の砂岩の構成物中にも白雲母片は存在する。

なお，これら白雲母片のすべてが変成作用の産物ではないかという疑いも，生ずるであろう。これに対しての反証としては，Ia相の大部分には別に変成作用の証拠はないこと，白雲母片がきれいなラミナをなすこと，変成作用の弱い部分では砕屑物起源の雲母と変成鉱物としての雲母とは鏡下ではつきり区別できることを述べれば充分であろう。また，これら白雲母片が authigenic なものでないことは，以下に述べるような鏡下で産状と大いさを検討すれば，はつきりわかる。

Micaceous な泥質岩の鏡下における観察

鏡下でみると，各ラミナごとに量に多少はあるが，変質物質のほかに石英・長石・白雲母・黒雲母などの粒子が識別される。白雲母と黒雲母とでは，黒雲母の方がより厚味を帯びたものが多く，二次的変質をうけている。

白雲母には大小様々の大きさのものがある。大型のものは，ラミナに平行方向に並び，ゆるく曲つていることが多い。ときにはよごれていることもあり，結晶の末端などが機械的にこわされていることもある。また，砂質の岩石では，石英・長石粒に圧されて，はなはだしく曲つたり，こわされたりしている現象もめだつ。このような大型のものは，砕屑物起源のものであることは明白である。

微細な白雲母は，はつきりわかりかねることが多いが，明瞭に authigenic と思われるものも存在する。

authigenic なものと変成作用で最初に生じたものとは区別できず，これらの場合は，必らず微細結晶で，一般に絹雲母といわれているものである。そして，ラミナの方向に並ぶという産状よりも，長石・緑泥石に伴うなど特定の部分に生じていることが多い。

白雲母片の産出は，この地域にとくに多く，他の地域では少ないものらしい。たとえば，筆者は，飛騨帯により近い郡上八幡付近の古生層を調べたとき，白雲母片が非常に少ないことに気付いた。白雲母片の古生層中における分布状態は，地向斜当時の古地理を考えるうえに，興味深いものがある。

5. 植物破片の産状

味噌川一帯に分布する地層中に植物化石の破片が産出することは，すでに知られており[2)9)12)]これが“味噌川の中生層”説のまさしくおもな論拠であつた。

われわれの調査範囲にはこの“中生層”と考えられた地層分布地域の南半部が入るにすぎず，第2図の上で⊗の印の記された少数の地点でしか，植物化石の破片が採集できなかつた。

われわれの得た標本では，植物の破片は，炭質物に富み雲母片の含まれた泥質岩中に，ラミナに平行に，一定の薄い層ないしはラミナをなして，入つている。普通は，長径15mm，短径数mm以下の短冊状の破片で，まれには長さ40mm内外の細長い棒状のものもある。完全に炭化しており，扁平におしつぶされている。これらの長径の向きは，同一標本中でも必ずしも一定していない。これら破片は，少なくとも大きなものは，葉の断片ではなく，茎や枝の破片とみなされる。

筆者は鑑定しうる可能性のある標本はまだ得ていない。これまで，この地方産の植物化石として，中生代を示すと思わせる種名が（?）をつけて発表されている[2)9)]が，化石の記載はなされていない。その同定の真実性を筆者は疑つているが，もし正しいとしたら，植物破片を

含む地層は次に述べるように古生層の一員にほかならないのであるから，日本の古生代後期の地向斜が中生代のある時期まで続いたことになるのであり，単に一地層の地質時代の問題にとどまらなくなるわけである。したがつて，その古植物学的データが専門家の手で公表されることが望ましい。

5.1 “味噌川の中生層”説に対する反証

従来木曽地方の中生層とされたもののなかには，石英斑岩と密接な関係にある中生層と，チャートに乏しい古生層の砕屑岩層とが区別されることは，筆者がすでに述べた[3]ことがあるが，味噌川の地層が後者の場合であることも，最近簡単に報告[4]してある。この後，この考え方を強く裏づける新たな事実も得られたので，次にこの問題について，ふれてみたい。中生層説の論拠と思われるものに対しては，われわれは次のように答えたい。

5.1.1 一見して若そうな見掛けをすることに対して

たとえば，味噌川をさかのぼると，下流部では，地層はかなりもめていて，いかにも古生層らしい感じがする。次いで，かなり炭質物に富んだり雲母片に富んだりした，もめていない地層が目につき，中生層ではないかという気がする。これをすぎると，ふたゝびチャートを含んだ古生層らしい地層が現われる。この場合，かつて考えられたことのあるように，中生層らしい地層が両側を断層で切られて古生層地域中に地溝状に落ちこんだものと考えるのも，ごく自然であるといわねばならぬ。しかし，この中生層らしく見える岩石の露出する川筋から離れて，その東方や西方の小さな枝沢に入ると，やはり，古生層らしい古めかしい岩石が見られる。そして，もめた古めかしい地層も，岩質そのものは若そうなものと変らない。したがつて，この場合，先に古生層の構造の項に述べたように，下流部と上流部とには川筋とやゝ斜交する小断層の存在することが，結論される。そして，とくに中流部の若そうな地層の部分には粗粒塊状の厚い砂岩層が無いので，高角度傾斜構造の生じたときに，厚い砂岩層と泥質岩との competency の差に基づく差別的なすべりを伴わないで，全体が一様に傾斜したもの，と解される。要するに，一連の地層ではあるが，部分によつて擾乱の受け方に差があるため，若そうな部分と古そうな部分とができたにすぎない。

5.1.2 植物化石の破片の産出することに対して

先に述べたように，植物破片の産状は，それが非海成または陸地に接近した堆積環境を示す証拠では決してなく，これらが遠くから流されてきたものであることがまず断言できる。筆者が植物化石を採集できた産地は数少ないものではあるが，それらのうちの一つ，柴原のものは，これまで誰しも古生層とみなした地層中のものである[2)9)12)15)]。また，植物破片を含む岩石につきものの炭質物に富む泥質岩は，味噌川付近にとくに多いとはいえ，ともかく，地域全般にわたり広く産出するのである。なお，筆者の一人（礒見）は，郡上八幡の南西方の中部二畳系にも同様な植物化石片，および無煙炭層ともいうべき炭質物の薄層の産出するのを何箇所かで確認しているし，柴田秀賢その他も上河内付近や木曽御岳南麓の古生層中に植物化石の産出を報告している[13)14)註1)]。こうしてみると，内帯の地向斜堆積物である古生層に植物化石の産出することは，比較的珍らしいことではあつても，広く各地に認められる普遍的現象といえる。なお，このような植物破片の産出は，フリッシュ型堆積物中には珍らしいことではないようで，世界各地から記録されている。

5.1.3 巻貝の化石の産出することに対して

柴田秀賢は，木曽福島で巻貝の化石が産出するという興味ある報告[12)15)]をしている。その産地付近には礫岩や礫状岩を伴う粗粒塊状の砂岩層が発達し，これは，筆者の観察によれば，チャート相の地層と整合に重なりあつているもので，古生層の一員である。この巻貝化石は保存が悪くてよくわからないらしいが，かりにそれが浅海棲のものであるとしても，地向斜堆積物中に浅海棲の化石が産出することだけではその地層が浅海性であるといえないことは，これまでしばしば注意されていることである。それどころか，浅海棲の化石が深海棲のものと共存したり，非浅海性の堆積物中に見られたりすることは，それら堆積物や化石が浅所から turbidity current によつて深所に運ばれ，堆積し，定着したものとする学説の有力な論拠とさえなるものである。

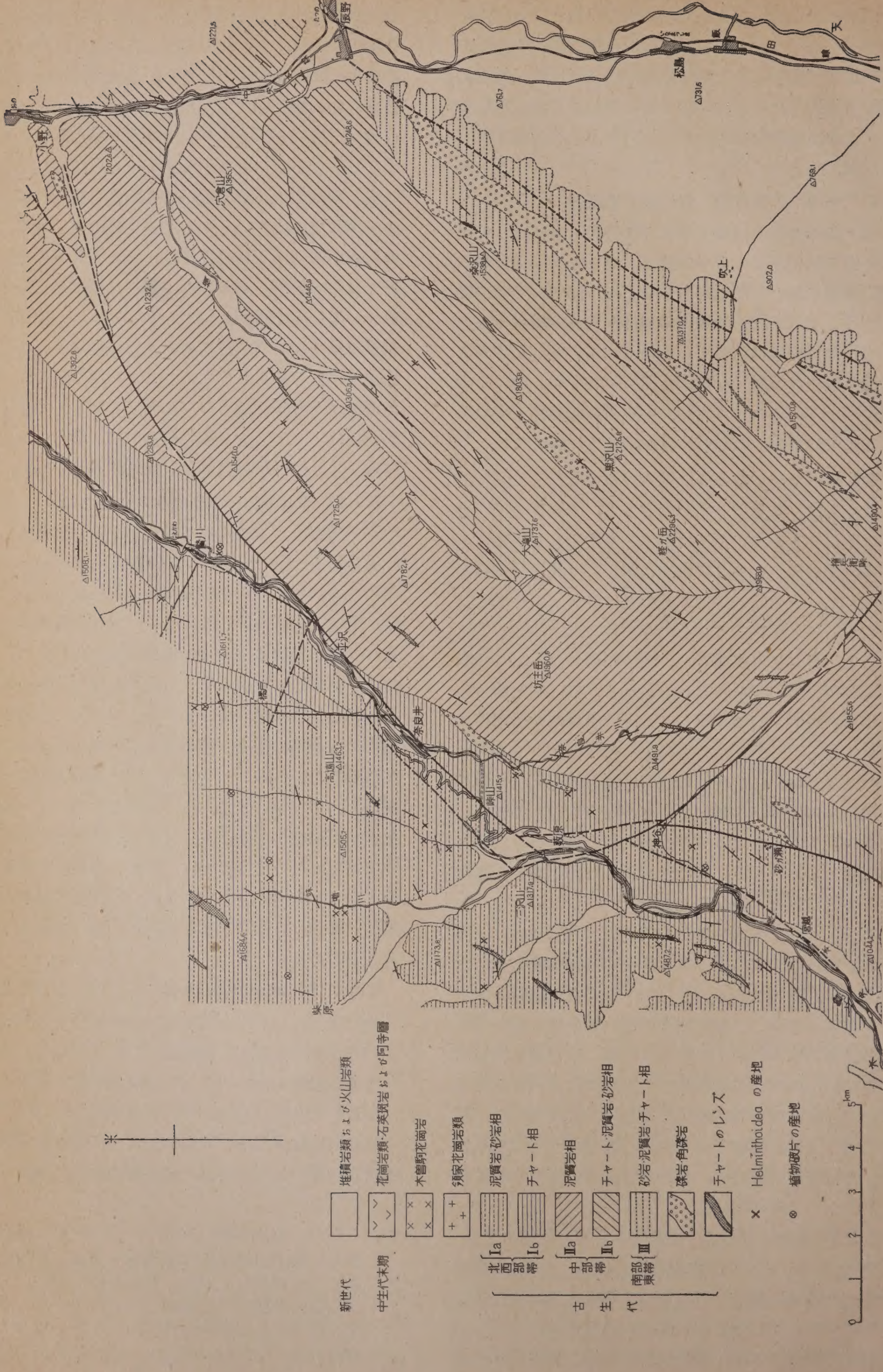
5.1.4 Micaceous shaleのあるということに対して

先に述べたように，雲母片は，チャートを伴なわない若そうな感を与える地層のなかのみでなく，古生層とするに異論の全く生じない地層中にも，産する。

5.1.5 礫岩があるということに対して

粗粒で塊状厚層をなす砂岩層の一部に，礫岩および礫状岩の見られることは，古生層全体に共通した現象

註1) なお，渡辺和衛 (1955, p. 73)[16]は，桑名市北西方の養老山塊山麓に無煙炭を含んだ砂岩層のあることを報告している。その炭質は成羽の三畳系のものに類似すると記載されているが，この地層もおそらく二畳系の一員であろうと，筆者には思われる。



新世代
堆積岩類および火山岩類
中生代末期
花崗岩類・石英斑岩および阿寺層
木曽駒花崗岩
領家花崗岩類
古生代
北西部帯 Ia 泥質岩・砂岩相
Ib チャート相
中部帯 IIa 泥質岩相
IIb チャート・泥質岩・砂岩相
南東部帯 III 砂岩・泥質岩・チャート相
礫岩・角礫岩
チャートのレンズ
× Helminthoidea の産地
⊗ 植物破片の産地
0 1 2 3 4 5km

第2図　古生層の岩相分布図

である。そして，これら礫岩は，内帯の中生層の礫岩とは堆積相を異にする。礫岩・礫状岩については，後に第7章で述べることにする

5.1.6 その他の堆積相や構造について

以上あげたことがらのほかに *Helminthoidea* の産出，砂岩の性質や産状など，堆積相はすべて，中生層かも知れないと思われる若そうな岩石にも，古生層にまちがいない古そうな地層にも，共通である。構造の点からみても，褶曲の度合，様式に大差はない。また，木曽山地中・北部に古生層と中生層との両方があり，たまたま両者が地向斜性の堆積相を共有するにすぎないということは，日本の地史からみて，もちろん考えられない。

5.1.7 とくに宮の越東方のチャートを伴わない地層だけは中生層であろうとする考えに対して

最近の論文を見ると，味噌川の地層は古生層に改められているが，宮の越東方の micaceous shale を含む地層（本論のⅠa相の一部）だけはやはり中生層として残されている。この地層は，南の方では扇状地に覆われて少しの間途切れはするが，木曽福島の南を径て上松図幅地域で筆者が含礫岩相の古生層[3]と呼んだ地層に及び，一続きの地帯をなしている。含礫岩相が古生層の一異相にほかならないことはかつて述べたところであるが，そのさい，雲母片に富む頁岩についてはふれなかつたので，宮の越東方のⅠa相についてとくに述べてみたい。木曽福島の南で含礫岩相の古生層中に見られるという micaceous shale は，その北東方にあたる宮の越東方のⅠa相にもあるし，砂岩その他の堆積相も全く共通なので，Ⅰa相が宮の越東方から上松図幅地域の含礫岩相の地域に連続して分布することは，ほぼ明白である。たゞ，この地帯にはまだチャートが全くみつかつていず，この点が，この地帯の地層が中生層ではないかとの疑いの余地を残す唯一の拠点である。ところで，宮の越東方の地層を，チャート相（Ⅰb相）の地帯を隔てて西方のⅠa相と比較してみると，砂岩の性質とあり方，micaceous な泥質岩のあること，しかもそれが味噌川にみられるよりも量的に少ないこと，*Helminthoidea* を産すること，など堆積相はすべて符合する。そして，宮の越西方のⅠa相でまれに見られるチャートは，いずれも薄く連続性に乏しいことや，味噌川の中生層と考えられていた地層中に最近になつてようやくチャートの小レンズが見つかつたこと，などを考え合わせると，宮の越東方の地層は，Ⅰa相のチャートを全く欠いた部分であると同定せざるをえない。構造的にみても，宮の越東方と西方とでは，一般走向にも変形の程度にも違いはないのである。

6. 砂岩の産状とその一解釈

砂岩は，細粒で，非常に薄い層またはラミナ状をなすものと，粗粒で，厚さ1～2m内外の塊状砂岩層をなすものとに，大きく2分される。両者は堆積相が著しく異なり，それらの中間のタイプのものは非常に少ない。

両者の産状を比較してみると，次のようである。

6.1 粗粒の塊状砂岩層の産状

1) 砂岩だけで，他の岩石の夾みなしに，独立した厚層を作つている。

2) 層の内部では，graded bedding は明瞭でない。たゞし，とくに粗粒になり礫を混じえたりするような場合にのみ，大きくみて，肉眼的に grading が認められる。しかし，この場合にも，礫のはいる部分は必ずしも下底ではなく，なかほどにあたることもある。すなわち，その場合の grading は，simple ではなく compound であるとみられる。

3) 粗粒砂岩層がその上位および下位にある泥質岩に接する場合，それらの間に細粒砂岩の介在することなく，砂岩と泥質岩は一線を画して分けられ，両者間の粒度の変化は飛躍的である。すなわち，両者間には grading 現象はみられない。

4) 砂岩層の内部には，成層面など平行な構造は，認められない。

5) 粘板岩のパッチ（角ばつた薄い大小の破片）のはいつた礫状岩―次に述べる第7章の第1のタイプ―は，この種の砂岩に特徴的に多い。またときには，円礫を混じえることがある。

6) *Helminthoidea* などの生痕化石は，この種の砂岩下底のキャストとしては全く見られない。

6.2 細粒砂岩の産状

1) 細粒砂岩は，シルト岩と相伴つて，細粒砕屑岩相の一部をなしている。細粒砂岩は，大ていの場合，数mm位の厚さでラミナ状をなしたり，薄い層をなしたりする。数cm位の層をなすことは，比較的まれである。

2) 細粒砂岩からシルト岩へと，grading が見られることが少なくない。シルト岩は，黒色泥岩に対して漸移的である。

3) 細粒砂岩の，それに直接する泥質岩に対する境界は，大ていの場合，細粒砕屑岩相全体に見られるラミナの方向に平行である。しかし，ときには，細粒砂岩の数mm位の層がくさび状をなして泥質岩中に挟まれている

ことがある。この場合，細粒砂岩の境界は全般的なラミナの方向と幾分斜行し，この産状は小規模な斜交葉理の一部であろう。

4) 細粒砂岩が数 cm 位の厚さをもつ場合，比較的まれではあるが，convolute lamination と呼ばれるラミナの乱れがその層中に見られることがある。

5) 粘板岩のパッチは，細粒砂岩には全く含まれない。円礫を伴うこともない。

6) *Helminthoidea* などの生痕は，細粒砂岩下底のキャストとしては見られない。しかし，細粒砂岩のラミナまたは薄層を挟む泥質岩のうちの，比較的粗いラミナの下底に多産する。

砂岩の両タイプを合せて一つの全体と考えると，turbidity current からの模式的な堆積物に相当するものといえる。つまり，粗粒のものは turbidity current の先端部（nose）および主部からの，細粒のものは後端部（dilute tail）からの堆積物にそれぞれ相当すると考えるのが自然である。それにもかゝわらず，実際には，両者は互いに分かれて産し，不連続である。

これら両者をもたらした営力 turbidity current は，もともと同一であつたろうか，それとも，性質を異にする別々の起源のものであつたろうか？。この問題についてはまだまだ多くの観察が必要であつて，たとえば，同一の current の後端部がある條件の下で先端部からひどく遅れて，遂には両者が全く分離したような状態におちいる可能性も考えられよう。しかし，これまで記載されている世界各地の turbidity current による堆積物の大部分は薄いユニットをなして grading しているらしい。厚い層をなす砂岩―たとえばアペニンの Macigno 砂岩の一部など―は grading もはつきりせず，異常なタイプのものといわねばならないらしい。したがつて，さしあたり，当地域の粗粒砂岩は，異常なタイプの砂岩だけを堆積させた特異な turbidity current の所産であつて，細粒砂岩とは成因的に無関係なもの，と考えておきたい。

ところで，grading がはつきりせず細粒部を欠く異常なタイプの turbidites の成因については，いろいろな説明が提起されている。模擬実験の結果からは，turbidite になる以前の一時的な堆積物であつたときにその堆積物自体の粒度のレインヂが狭かつたり細粒物質が相対的に少なかつたためだとか，長期にわたり連続して current に物質の涵養がなされたためだとか，などといわれているし，また最近の turbidite の水平方向における変化に注目しての研究からは，供給源地域に近い部分のファシースを表わすものだろうとか，いろいろな推論がなされているものの決定的な結論は断言はできない。しかし，あえてこの異常なタイプの turbidite の成因を考えるならば，急な斜面の上部から下部にかけての広い地域にわたつて一面に大規模な slumping ないし slidingが数多く，しかもほとんど同時に突発し，それらが turbidity current に転化したもの，それらは巨大なものではあるが，slumping 期があまりにも長すぎたため以後の turbidity current の発育がおくれ，堆積作用が行なわれたときにもなお slumping のおもかげを幾分残したもの，と Kuenen 流に考えるのが最も妥当といえよう。異常なタイプの turbidite を，斜面の上に刻まれた特殊な canyon から吐き出された subsea fan の堆積物とする見方があるが，筆者の扱う地域の場合には，そのような堆積物が canyon の口に相当すべき持定の箇所に集まる傾向はなく，全地域に散在しているのであるから，この見方はあてはまらない。要するに，地向斜斜面の角度が急になることが，異常な turbidite をもたらす要因であると，考えておく。

何はともあれ，筆者の扱つている地域で強調すべきことは，grading のはつきりしない異常なタイプの turbidites が量的に非常に多く，広く産出するという事実である。そして，それをもたらした turbidity current は，細粒の turbidites をもたらしたものに較べて，礫をさえ運びうる位に，下底にあつた黒色頁岩の断片を流れのなかにまき込みえた位に，より強力なものであつたといえる。

次に，この地域における粗粒塊状砂岩層の大局的な分布状態についてみてみよう。一般にチャートは泥質岩と密接に相伴うものであつて，チャートと泥質岩とが細かく規則正しく互層する場合もあれば，チャート→珪質泥岩→泥岩という岩質の漸移関係がみられることもある。チャートと粘板岩との組合せを全体としてチャート相と呼ぶ。チャート相がしばしば砕屑岩相と interfinger の関係にあることは普通に認められているところであるが，これについてもう少し突つこんで考察することにする。

木曽山地北部におけるチャート相と砕屑岩相との分布状態をみると，興味ある事実が目につく。チャート相で特徴づけられるⅡb相を南西方向にたどつてみると，チャートが衰える。北東部では平行して発達していたところの細粒砕屑岩を主とするⅡa相が，南西部ではⅡb相の領域にくいこんで，interfinger するようになる。そして，interfinger の部分では，Ⅱa相の主体部にきわめてまれな粗粒塊状の砂岩層が，しばしば挟まれている。また，Ⅱb相のチャートに富む岩相のなかでも砕屑

岩相が優勢になるところには，この粗粒塊状の砂岩層がはつきりと認められ，しかも多くの場合，きわめて粗粒で，礫を伴うことさえある。さらに，粗粒塊状の砂岩層とそれに伴う礫岩とで特徴づけられるⅢ相のなかに分布するチャートは，礫岩のもつと少ないⅠa相におけるよりも，かえつて連続性に富んでいる。このように，チャートが急激に消滅する所には，粗粒砂岩層の発達が著しい。このことからみて，チャート相の堆積作用を急激に中絶させたものは，粗粒塊状砂岩層の突発的な堆積作用であり，すなわち強力な turbidity current の到来であるといえる。筆者はこれまで，内帯の他の地域で，著しいチャート層の内部に礫質部を伴つた粗粒砂岩層が挟まれたり，両者が直接したりする例を幾度となく実見し，両者が漸移にほど遠い関係にあるのに奇異の感にうたれたこともある。このことも，先に述べたチャートと粗粒砂岩との関係の一つの現われにほかならず，同じ考え方で，解すべきものである。

ところで，地向斜に堆積した砂岩（graywacke）のうち，フリッシュ相や外帯の未詳中生層に模式的に発達するような砂岩・頁岩のリズミカルに互層する産状をなす場合には，おそらく，地向斜に隣接していたと推定される一種のデルタ状体の急速な成長につれてその末端部に週期的に破綻が生じ，かくして中位の大きさの turbidity current が週期的に生じたものであろうし，その起因としては地殻変動を強いて考える必要はない。しかし，木曽地方の粗粒の厚い砂岩層の堆積については，それが突発的に産出し，かつ大規模であることからみても，その直接的な起因としては斜面の角度の急激な増大，いいかえれば地向斜底の形態の突発的な変化が推定されることは先に述べた通りであるが，さらにその急変をもたらした遠因としては，ある種の突発的な地殻変動を考えざるをえない。内帯の中部二畳系にときどき報告されている層内礫岩が後背地におけるある地殻変動の反映として一般に解され注目をあびているが，この地殻変動の反映は，ひとり礫岩の産出のみに求められるべきではなく，礫岩を伴つた粗粒砂岩層そのものの生成にあるとみるべきである。つまり，後背地だけでなく，地向斜そのものの状態にも著しい変化が生じたと考えられる。このように考えると，“ある種の地殻変動”は粗粒砂岩層の数に相当する回数だけあつたことになり，何々のフェーズと取り立てていうほど珍らしいできごとではなくなる。いずれにせよ，二畳紀の大部分の時期には日本の地向斜がこのように不安定な状態にあつたことは，明らかである。しかし，その不安定な状態が日本の古生代地向斜時代の末期だけに限られたものではないか—二畳紀以前にはなかつたのではあるまいか—という問題，つまり，その不安定な時期の堆積作用がアルプスのフリッシュの堆積作用に相当するものではあるまいかということは，まだ予想の域をでていず，今後検討すべきものとして残されている。

6.3 2，3の粗粒砂岩の性質

次に，2，3の粗粒砂岩の鏡下での観察結果をあげておく。その組成は次の通りである。

鉱物粒は，角ばつた，平均0.5mm程度のもので，マトリックスがかなり多く，graywacke タイプである。

主要鉱物：　石英・ミロニティック石英・斜長石・カリ長石。

副成分鉱物：　白雲母・黒雲母・電気石・ジルコン様鉱物・珪線石(?)・ざくろ石・その他変質した不明鉱物。

マトリックス：　炭質物・緑泥石・細粒石英など。

主要な岩片：　チャート・粘板岩・塩基性火山岩・酸性火山岩・玢岩(?)—(以上非変成)—・石英質結晶片岩・珪岩。

代表的な砂岩のうち，従来の“味噌川の中生層”，古生層，領家変成帯からサンプルを取り，その構成鉱物・岩片の容量比を point counter 法により求めてみた。領家帯にはいると，次第に斜長石の絹雲母化などの変成作用が加わるため，測定困難となる。

第1表　粗粒砂岩の組成百分比

採集箇所	1	2	3	4
石英・ミロニティック石英	47.4	39.2	44.3	38.4
斜長石・絹雲母化斜長石	16.6	19.7	9.7	7.9
カリ長石	12.0	9.5	13.1	8.3
他の鉱物	3.2	3.6	2.8	6.7
チャートの岩片	2.8	4.5	5.5	19.0
他の岩片	1.2	2.5	3.2	4.7
マトリックス	16.8	21.0	21.4	15.0
	100.0	100.0	100.0	100.0

1　味噌川中流，従来“味噌川の中生層”と呼ばれた地層
2　橋戸沢，従来から古生層とされたもの
3　賛川西方，微弱な領家変成作用を受けたもの
4　賛川西方，微弱な領家変成作用を受けたもの
1～3は，平均して粒度約0.5mm，淡青灰色の外観を示すもの
4は，チャートの細片に富んだより粗粒なもの。3と互層する

第1表からわかるように，石英の量，斜長石とカリ長石とを合わせた量，比較的粗粒な砂岩であるにもかゝわらずマトリックスの量がかなり多いこと，などは，砂岩を構成する粒子が角ばつていることと相まつて，これら砂岩が graywacke タイプであることを示している。また，従来中生層と考えられた地層中の砂岩も，古生層とみなされた地層中のものも，ほとんど差がない。次に，構成物のうち，とくに注目すべき事実につき，2，3のデータを付言する。

1) ミロニティック石英： 清澄な粒で，ミロニティックの程度には種々の段階がある。単に波状消光を示すにすぎないもの，波状消光が強くなつて縫合状の外形のいくつかの結晶に分裂しているもの，さらに結晶片岩状のものなどが見られる。これらは，粗粒の石英質岩石が偏圧をうけて結晶片岩形成の途上のものか，またはプロトクラスチィックな酸性深成岩か，あるいはチャート起源の珪岩か，いずれにしても変成帯の岩石からきたものである。

2) 長石類： 長石類は比較的多い。とくに，カリ長石に比して，より不安定な斜長石が多い。変質をうけたものもあるが，比較的新鮮なものが多い。新鮮な斜長石は，oligoclase—andesine である。カリ長石は新鮮で，格子構造やパーサイトがよく発達する。

3) 珪線石： 石英中に含まれる繊維状のものである。鑑定がよくつかないが，おそらく珪線石（ファイブロライト）であろうと思われる。

4) 結晶片岩・珪岩など： チャートや上述のミロニティック石英とは区別困難な場合が多いが，それとは別に，確かに結晶片岩や珪岩と思われるものが存在し，ときにホルンフェルス状のものもみられる。構成鉱物としては，石英以外に白雲母・黒雲母・エピドート（?）がみいだされる。なお，酸性火山岩原の変成岩と思われるものが存在するのは注目に値する。

6.4 砂岩の起源についての予想

これらのデータは，砂岩の起源を断定するにはあまりにも貧弱なものではあるが，重要なデータの一つであるといえよう。そして，これら砂岩の組成と，泥質岩中に白雲母片の多いもののあるのを併せ考えると，起源についての程度のイメージは浮かんでくる。すなわち，

a） ミロニティック石英・珪線石（?），結晶片岩の岩片，雲母類の一部は，変成岩起源のものであろう。

b） カリ長石・斜長石・白雲母・黒雲母・電気石などは，酸性深成岩・ペグマタイトから由来したものであろう。

（a）とb）との各グループは，おそらく，同一地域，すなわち，広域変成帯から由来したものといえよう。このほか，チャートの岩片など，古生層自体に普通に見られる岩種の構成物も少なくない。

広域変成帯から由来したといえば，この場合，常識的に想像されるのは，その変成帯は現在の飛騨変成岩地帯に関係したものではないかということだろう。しかし，砕屑岩の構成物は必ずしも飛騨変成帯のものに一致するものではない。また，飛騨変成帯から遠く離れた領家帯外縁の古生層中に白雲母片が沢山含まれること，しかも内帯のもつと内側を占める他の地域の古生層に較べてこの地域に雲母片がとくに多いことは，飛騨変成岩を起原と考えるのと矛盾するように思えるし，結晶片岩のようなこわれ易い岩片が分解せずに残つていることも興味をひく。

ともかく，堆積物の供給源の問題は，広く各地域からデータを集めないで即断するのは危険である。また，この問題を考えるのに，偶然的にみられる少数の大きな礫の性質のほかに，粗粒砂岩の構成物，とくに岩片を定量的にも定性的にも検討するのが有効であると思える。大きな礫などは，物質の大部分をもたらしたものとは別の，偶発的な営力によつて，大部分の物質の供給源とは別の構造単位をなした地域から由来した可能性も，ありうるからである。

7. 礫岩および礫状岩の産状

古生層にみられる礫質岩には，4種類のタイプがある。第1のものは，粗粒砂岩中に粘板岩の破片だけを含んだもので，真の礫岩とは区別さるべきものである。第2のタイプのものは，同じく粗粒砂岩中にチャートなどの丸い礫のはいつたもので，狭義の礫岩である。第3のタイプは，泥質のマトリックス中にチャートの礫の含まれるものである。これらとは別に，おそらく破砕作用に基づくとみなされる角礫岩がある。

7.1 第1のタイプ

これは，筆者が「上松」地質図幅説明書において“礫岩状岩石”と呼んだもので，当地域の粗粒砂岩中にもみられる。粗粒で厚層をなすものはほとんど常に，多かれ少なかれこの種の礫岩状岩石に伴うことを特記しておく。第2図には，このタイプの産地はとくに示してない。

粘板岩の破片は，その延びの方向に平行な面では，一見，円礫岩にみえることもあるが，よくみると大ていは不規則な形をしている。垂直な面では，長く延びて薄板状をなし，多くの場合先端が角ばつたりとがつたりしていて，大きなものでは全体の形はうねつたり曲つたりしている。しかし，比較的小さな径5mm位のものは，や

や丸味をおびている。粘板岩の破片は，砂岩層全体に一様に分布することもあるが，大局的にみれば層の下部に多い傾向がある。

このような粘板岩の破片は，一種の偽礫であつて，slumping に関連してできた pull-apart 構造と説明される。graywacke facies の砂岩の特徴として注目され，世界各地で説明されている。なお，わが国では，古く神津俶祐（1911, p. 71）が“角子岩”（角礫岩のこと）[5]という名称を用いて，この種の礫状岩の産出するのを報告している。

7.2 第2のタイプ

これも常に，粗粒塊状の砂岩中に認められる。礫は，径2cm位の大きなものもあるが，1cm以下のものが多い。礫種は，チャートが大部分で，まれには細粒砂岩のこともある。礫の形は，一般に角がとれて丸味をおびているものの，かなり不規則なこともあり，チャートの礫のうちには先端が二またに分かれてフオーク状を思わせるものすらある。しかし，完全に円礫といえるものもある。したがつて，これら礫は，始めから礫として砂や泥と重なり合つて堆積していたものが，後に turbidity current となつて移動し堆積したもの，と考えておく。これら礫を含んだ部分は，砂岩層のうちでも比較的粒度の大きな部分であり，その上や下にある粒度の小さな部分に移り変り，大きくみて grading を示すことが多い。礫岩部は，砂岩層のなかに10cm内外の間隔をおいて2枚以上の薄層をなす場合もあり，必ずしも砂岩層の下底に集中しない。

このタイプの礫岩は，木曽山地北部ではIII相中に産するが，南西方の地域では他の岩相中にも認められる。はつきりした礫岩は比較的まれだが，そのほかに，径2mm位のチャートの小片を多く含んだ礫質砂岩は，粗粒砂岩中にしばしば認められるし，III相以外のどの岩相中の粗粒砂岩にも広く認められる。

7.3 第3のタイプ

このタイプの礫岩は，礫そのものの性質としては，第2のタイプのものと同じである。すなわち，径1～2cm位で，かなり丸味をおびている。まれには細粒砂岩の礫もある。しかし，第3のタイプの著しい特徴は，そのマトリックスが泥質である点にある。このような岩石は，pebbly mudstone と呼ばれるべきもので，その成因については，Crowell[1] が述べているように，泥層と礫層との互層がある條件の下で一緒に斜面をすべり落ち，両者が混ざり合い，かくして泥のなかに礫の散在した礫質岩として堆積したものと考えられる。そのすべり出しを規定した條件としては，やはり，傾斜の角度の突発的な増大，つまり地向斜の状態の急変が考えられ，おそらく地向斜当時のある種の地殻変動があつたものと，筆者は考えたい。すなわち，このタイプの礫岩も，地向斜時代の不安定な時期の一指示者といえる。

この場合，礫の形が角ばつていれば，礫はチャートが pull-apart 作用をうけたもの，つまり第1のタイプの粘板岩の破片と同じ成因によるもの，ということになる。しかし実際には，礫は一方向に延びたものが多いとはいえ，角ばつた礫は実見されないのであるから，この場合のチャート礫がもともと普通の礫であつたと考えておく。また，チャートの pull-apart の報告はまだないようである。とはいえ，現在見られる礫が丸味をおびているのはすべり動く間に円磨されたと考えられなくもなく，とくに図版6（e, f）に示したようにチャート礫の密集する場合には礫同志がぶつかり合つて円磨される可能性も小さくなく，すべり動き以前には角礫状であつたとする考え方を全く可能性のないものと否定し去ることはできない。このことと関連して興味あるのは，第2のタイプの礫岩の産出箇所の近くに，径2～3mm位のチャートのやや角ばつた岩片だけが泥質マトリックス中にまばらに散在する岩石がみいだされることである。チャートの小岩片とマトリックスとの中間の粒度の粒子は，この岩石中には全くない。問題のチャートの小岩片は，大きな礫状チャートの角ばつた部分の名残りとも考えられるのである。いずれにせよ，小岩片だけを含んだものも，pebbly mudstone の一変種にほかならず，成因的にも関連したものである。

第3のタイプの pebbly mudstone[註2] は，III相中に，第2のタイプの礫岩と共存して産する。他の岩相の地層中には，まだ見つかつていない。

7.4 第4のタイプ

このタイプの岩石は，Ib相のチャートが他の岩石と細かく互層した地層の，破砕された部分に産する。構成物は，角礫ないし角ばつた薄板状体である。その延びに平行な面では礫のように見えるが，それに垂直な面では圧しつぶされ，引きちぎられた平板状体や角礫であることがわかる。構成物の岩種は，おもにチャートで，そのほかに粘板岩があり，まれには石灰岩や細粒砂岩もある。いずれも，Ib相に普通の岩石ばかりである。角礫

註2) 筆者の知つている pebbly mudstone のよくない例は，赤石山地南部の木詰中生層中に見られる。7万5千分の1「静岡」地質図幅の三倉層の礫岩の，少なくとも一部は，pebbly mudstone であつて，木曽山地の場合と比較にならない位に，著しい層厚と拡がりとをもつている。

の大きさは，径 10 cm 内外のものから，それ以下の肉眼的に見られるあらゆるサイズがある。マトリックスにも破砕作用の様相が読みとられ，鏡下で見ると，ほとんどチャートの角ばつた細粉のみからなる部分や，泥のなかにチャートの細粉の混じりあつた部分が，認められる。

これら角礫のうちには，付近の地質に異質的なものが全く見られないことからみて，それらが，遠くから運ばれてきて堆積した礫岩である可能性は少ない。マトリックスの状態から判断して，この角礫岩はすでに充分固化していたチャート（および粘板岩などとの細互層）が断層運動をうけたさいに破砕されたものと断定せざるをえない。このタイプの礫状の産出箇所は，藪原―奈良井付近や砂ケ瀬付近に限られ，神谷断層や奈良井断層の範囲内にあたるので，その地理的位置からみても，断層破砕作用を成因とするのが妥当である。

その次に問題となるのは，その断層運動の時期である。もちろん，地向斜が完全に地背斜と化したとき，あるいはそれ以後の構造運動と考えるのは，常識的であり最も可能性が大きい。しかし，地向斜時代のある時期に地向斜底の一部に，すでに堆積し固化していた地層が露出し，その部分に破砕作用が生じたとか，あるいは，そのような岩層が破砕作用を伴う構造運動をうけて地向斜底に露出するにいたつた可能性はないものであろうか。つまり，アルプスにおける地向斜を分化させたコルジレラの形成に関連した角礫岩のような地史的位置を占めるものではないだろうか，という疑問である。もし，そうだとしたら第4のタイプの角礫岩は破砕作用の生じた地帯からほとんど移動しなかつた岩石，第3のタイプの pebbly mudstone はもつと遠くに運ばれる間に角礫に円磨作用がはたらいたもの，というふうにもみなされる。そう考えると，第4のタイプは第3のタイプの前の段階を代表することになるのである。いまのところ，未凝固の断層粘土を伴い，新しい時代に再活動したことの明白な断層帯以外の地域に，第4のタイプの角礫岩が産する例は，まだ見つかつていない。したがつて，第4のタイプの角礫岩を地向斜時代の生成とするのは，一つの単なる可能性にすぎず，それを支持する積極的な証拠はないわけである。しかし，礫岩や礫状岩の種類が発達の各段階を表わすという見方は，今後充分検討されるべきものであろう。

8. ま と め

この地域の北部，味噌川の中生層などと呼ばれたことのある地層は，極端にチャートに乏しい古生層の一部にほかならない。

当地域の古生層堆積物は，チャート相，細粒砕屑岩相，粗粒砕屑岩相に，分けられる。

細粒砕屑岩の堆積相のうちでとくに目立つのは，

1) アルプスの Flysch や世界各地のそれに相当する地層に特徴的な生痕化石 *Helminthoidea* が，泥質岩に多産する。

2) 白雲母片が，しばしば，泥岩やシルト岩に非常に多く含まれる。ラミナをなすことが多い。この白雲母片は明らかに砕屑起源である。

3) 植物化石の破片が泥質岩中に認められることがある。このような産状は，内帯の他地域の古生層中にも知られている。

粗粒砕屑岩（粗粒砂岩）の特色は，

4) 粗粒砂岩は，粒子は角ばつており，マトリックスの量も多くて，graywacke タイプである。組成物としては，新鮮な長石類からだち，カリ長石に比較して斜長石が多い。石英には，ミロニティックなものがある。岩片としては，チャートのほかに，結晶片岩がみいだされる。

5) 粗粒砂岩は，塊状で，厚い層をなす。その一部に，チャートなどの礫の含まれるものがある。また，粗粒砂岩層には，しばしば，粘板岩の断片がはいつている。

6) 礫岩に伴つて，pebbly mudstone がある。細粒砕屑岩の一部の比較的粒度の大きな部分に grading が認められたり，convolute lamination が発達したりしていて，turbidites の様相をそなえるものがある。それに引きかえ，粗粒砕屑岩―粗粒砂岩は，graywacke タイプであるにもかゝわらず，砂岩層自体の内部において grading はあまり明瞭でない。しかも，粗粒砂岩層にかさなる細粒砕屑岩に対しても grading をなさず，不連続的である。また大きくみて，粗粒砂岩層は，チャート相の領域にくいこんだような分布状態をなしている。

細粒砕屑岩のうちの turbidite 的な部分は，弱い turbidity current によるもの，粗粒細層岩は，slumping の名残りをとどめた異常な強力な turbidity current によるもの，と推定される。この強力な current は，地向斜の恒常的な堆積作用を急激に中絶させた突発的現象で，その直接的な起因は，おそらく，地向斜底の形態の急変と斜面の角度の急増とであつたろう。これまで，内帯の各地で古生層に“層内礫岩”が知られ，二畳紀中期の後背地における地殻変動の反映だといわれているが，層内礫岩も粗粒砂岩もともに，地向斜時代の変動に富んだ不安定な時期をあらわすものと，みるべきである。

古生層の砕屑堆積物の堆積相は，外帯のいわゆる秩父中生層に模式的に見られるリズミカルな互層に乏しい点を除けば，フリッシュ層の堆積相に類似している。

(昭和 32 年調査)

文 献

1) Crowell, J. C. : Origin of pebbly mudstone, Bull. Geol. Soc. America, Vol. 68, No. 8, 1957

2) 亀井節夫：長野県北部木曽・伊那山地の地質，その 1 (塩尻図幅)，その 2 (伊那・木曽福島図幅)，長野県地質調査報告書，1955

3) 片田正人・礒見博・5 万分の 1「上松」地質図幅および同説明書，地質調査所，1958

4) 片田正人・礒見博・村山正郎・山田直利・河田清雄：中央アルプスとその西域の地質，その 1，中央アルプスの領家帯，地球科学，No. 41，1958

5) 神津俶祐：乗鞍火山地質調査報告，震災予防調査報告，No. 71，1911

6) Kuenen, Ph. H. : Problems concerning source and transportation of Flysch sediments, Geologie en Mijnbouw, Vol. 20, No. 10, p. 329～339, 1958

7) 森田 広：木曽野尻町近傍に発見した紡錘虫石灰岩 (雑報)，地質学雑誌，Vol. 58, No. 684, 1952

8) 村山正郎・片田正人：5 万分の 1「赤穂」地質図幅および同説明書，地質調査所，1957

9) 長野県地学会編：20 万分の 1 長野県地質図および説明書，1957

10) 大木靖衛：木曽山脈北部の熱変成岩類，地質学雑誌，Vol. 64, No. 748, 1958

11) 大木靖衛・柴田秀賢：木曽駒花崗岩について，地質学雑誌，Vol. 64, No. 751, 1958

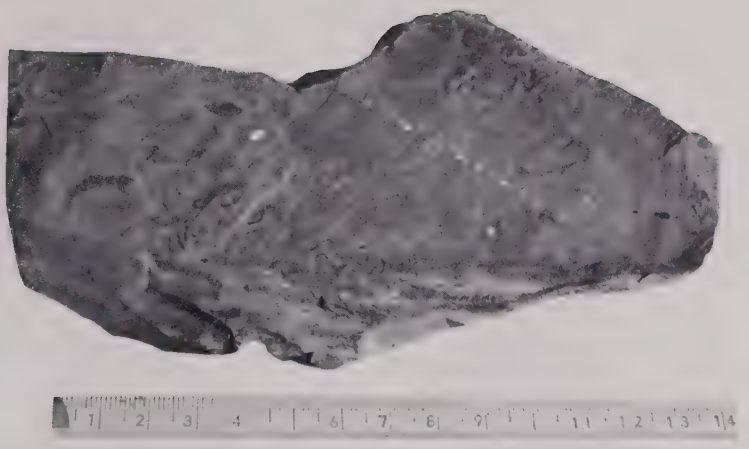
12) 柴田秀賢：木曽谷の地質 (第 2 報)，長野営林局報，No. 19，1954

13) 柴田秀賢：木曽御岳附近の地質，長野林友，創刊号，長野営林局，1955

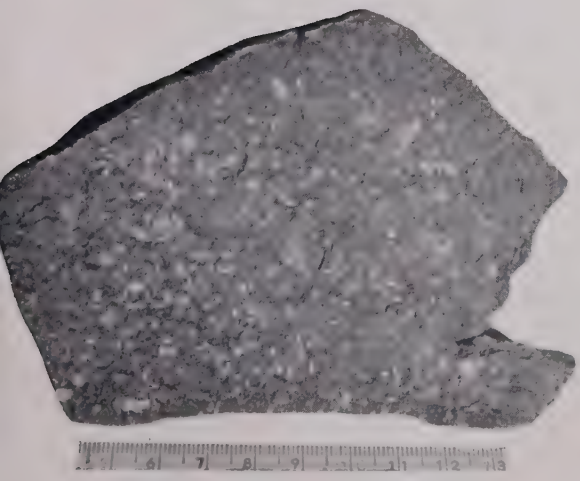
14) 柴田秀賢・木村達明：槍ケ岳・穂高連峰附近の地質と岩石—日本北アルプスの地質と岩石 (その 2)，地質学雑誌，Vol. 64, No. 758, 1958

15) 柴田秀賢：木曽谷北部の地質，長野林友，4 月号，長野営林局，1958

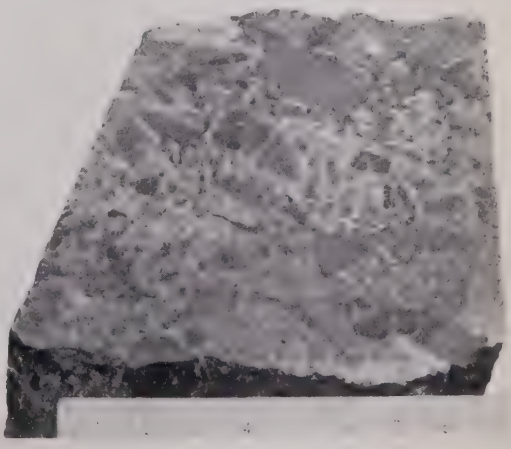
16) 渡辺和衛：特殊土壌および水理と地質との関連についての研究 —三重県桑名地方における調査結果を中心として— 第 1 部地質と特殊土壌，地学雑誌，Vol. 64, No. 3, 1955



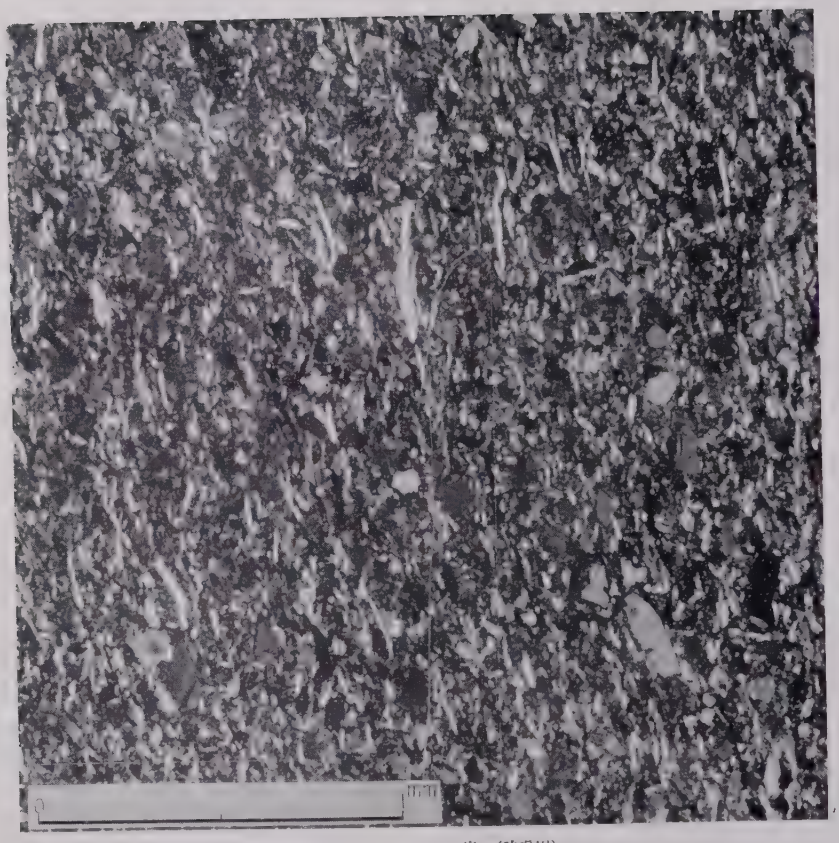
図版1　生痕化石（*Helminthoidea*）
この黒色頁岩は，領家変成作用の影響で黒雲母ができている。*Helminthoidea* は，この図に示されるよりも，もつと密集して産するのが普通である（畝原駅付近）。



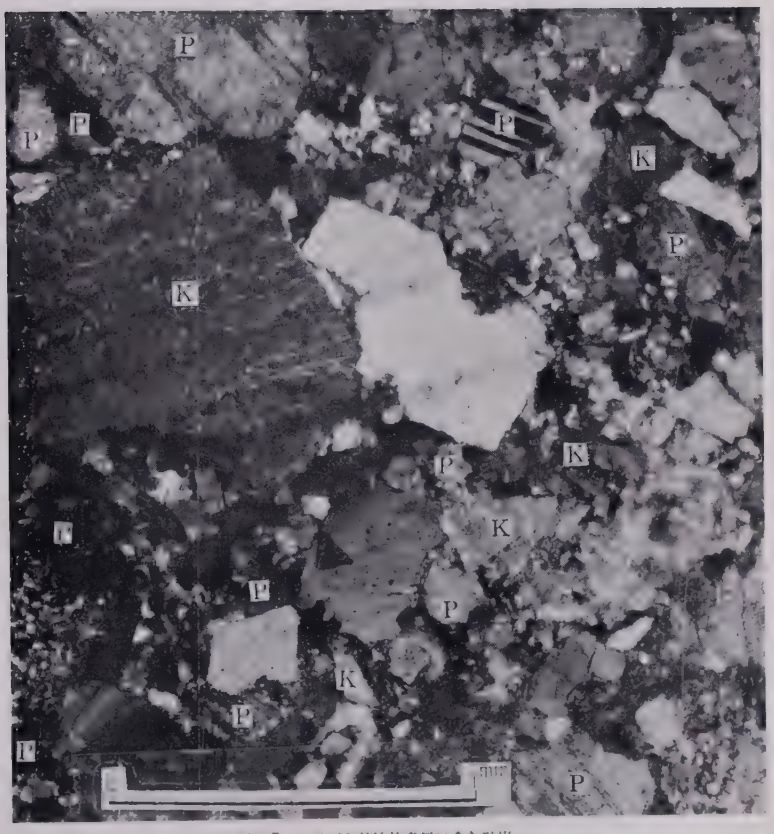
図版2　植物の破片のはいつたシルト岩
破片はグラファイト化し，光つている。
（貴川駅東方）



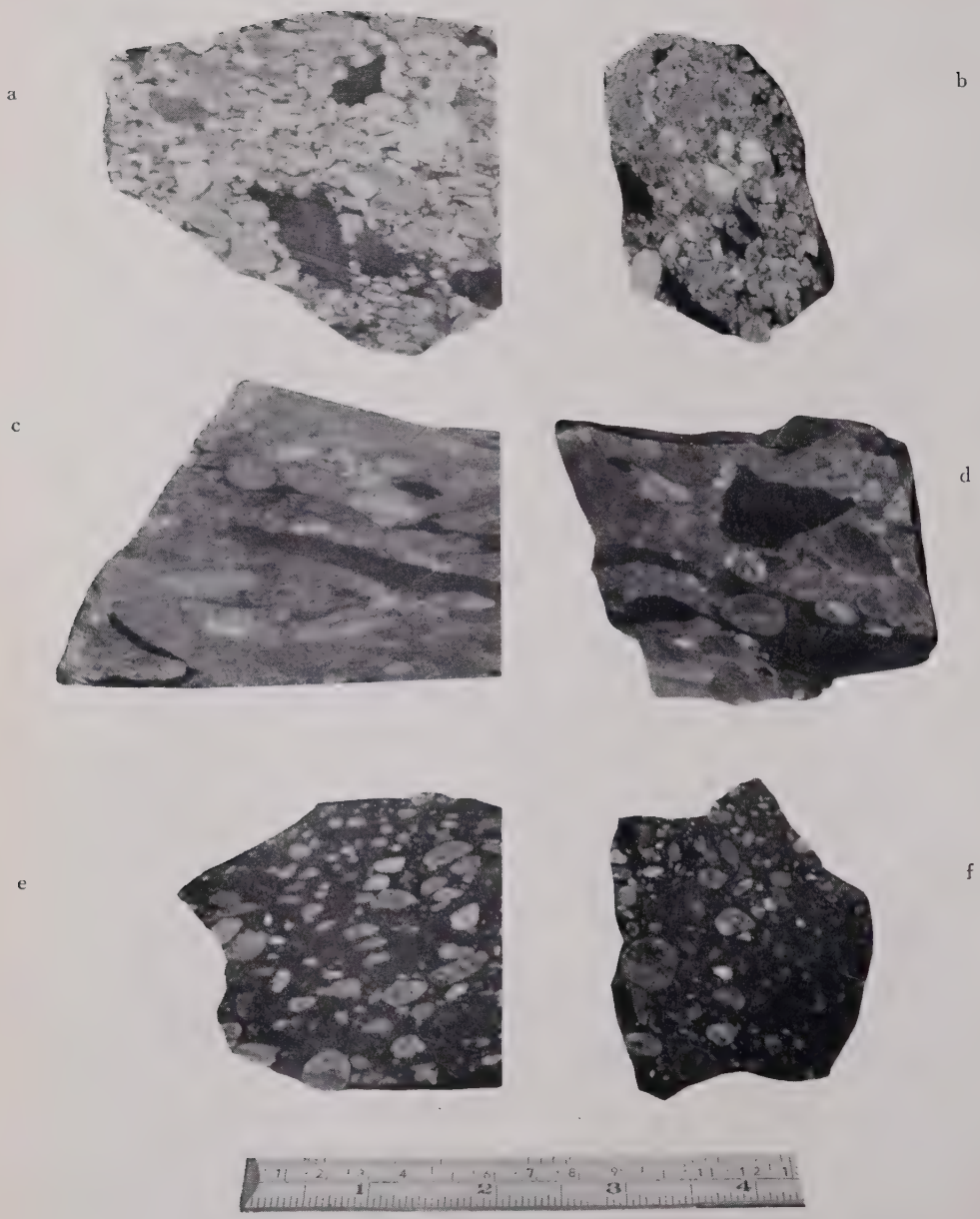
図版3　第4のタイプ（角礫岩）
角礫はほとんどがチャート。マトリックスにも，チャートの小片が多く，ミロニテイツクな組織がみられる。断層破砕帯中にみられる。（奈良井の南方）



図版4　白雲母片を多量に含むシルト岩　（味噌川）



図版5　長石を比較的多量に含む砂岩
P は斜長石，K はカリ長石　（味噌川）



図版6　III相にみられる礫岩

a, *b*, *c*, *d* は第2のタイプ。円礫は，大部分チャート（白色）で，少量の砂岩（灰色）を混じえている。黒色の角ばつた部分は，黒色頁岩の偽礫。チャート礫が偽礫にくいこんだり，貫いたようになつている。

e, *f* は，第3のタイプ（*pebbly mudstone*）。上に示したものと共存する。

左側 *a*, *c*, *e* は礫の長軸に平行な断面。右側 *b*, *d*, *f* は長軸に垂直な断面。（いずれも桑沢山東方）

552.3/.4(521.73)

舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について*

猪木　幸男**

So-called "Yakuno Intrusive Rocks" in Maizuru District, Japan

by
Sachio Igi

Abstract

In and around Maizuru, the "Yakuno intrusive rocks" characterizing the Maizuru zone are distributed in two subzones (northern zone and southern zone) along the tectonic zone. In these two zones, following 4 characteristic rock-groups are classified:

1) Rock-group of the northern zone; granite (Maizuru granite), diabase and metamorphics (Kōmori-metamorphics)

2) Rock-group of the principal zone of the southern zone; amphibolites, rarely accompanied with biotite schist and gneiss (Maizuru metamorphics)

3) Rock-group of the subordinate zone of the southern zone; diabase and gabbro, accompanied with mudstone and schalstein

4) Rock-group of the sheared parts on the tectonic lines; serpentinized ultrabasic rock, hornblendite and pyroxene gabbro

Assumed from the result of the observation upon the mutual relations of these rock-groups, the genetic order of these rocks are considered as follows:

Metamorphics——diabasic～gabbroic rocks of the Izumi group——Maizuru granite (late Permian)——(tectonic movements at the late～post Triassic time)——serpentinite (ultrabasic rock) and gabbro.

要　旨

これまで，“夜久野～”という名で呼ばれていた岩類は，舞鶴付近で，“舞鶴帯”に沿う２つの帯（北帯と南帯）に分かれて分布し，次の４つの特徴ある岩群に区別される。

1)　角閃岩類を主とする変成岩（南帯および北帯）1')として変成岩類を貫く斑糲岩・石英閃緑岩が含まれる。

2)　時代不詳古生層五泉層群（南帯）のなかの斑糲岩ないし輝緑岩（北部古生層大浦層中の同質岩もこのグループに含まれる可能性がある）。

3)　舞鶴花崗岩およびそれに貫かれる輝緑岩（北帯）

4)　断層および剪裂帯に沿う超塩基性岩および真正斑糲岩

各岩群の生成順序もほゞ上記の１）～４）の順序に従つている。すなわち，1）は基盤岩であるかどうかは別として，すでに生成されていたもの（二畳紀末以前）が三畳紀末あるいはそれ以後の造構運動によつて，持ち上げられてきたものであり，2）は五泉層群の時代によつて生成時期は明らかとなるが，変成岩形成以後のものであることは明らかである。3）は二畳紀末の迸入岩であり，4）は三畳紀末あるいは後三畳紀の造構運動に関係した迸入岩である。

以上のようなことから，今後これら“夜久野～”の名を付して一括された岩類は，はつきりと区別して扱われるべきであると思う。

1. 緒　言

従来“夜久野塩基性岩”あるいは“夜久野迸入岩”と呼ばれていた岩類は，日本の内帯の特異な構造帯として注目されている舞鶴帯を特徴づけるものである。舞鶴帯については，京都大学の中沢圭二による10年にわたる

* 日本地質学会第60総会，学術大会（1959）において講演したものを取りまとめた。

** 地質部

研究があり，最近それらが取纏められ，“夜久野岩類”についても，その貫入時期について，詳細に論じている。かつてこの岩類の貫入時期については，小林貞一によって佐川造山輪廻の比較的初期に属する大賀変動期の火成活動に関連づけて論ぜられた．その後，中沢は舞鶴帯にみられる三畳紀末の造構運動の終末を告げる一つの現われとして，この岩類のおもなものの貫入を述べている。筆者が，最近（1957年），舞鶴図幅（5万分の1，地質図幅および説明書）作成のため，舞鶴付近の“夜久野岩類”の分布する地域を広く踏査した結果，従来，塩基性岩・迸入岩などと呼ばれていた“夜久野岩類”には，塩基性迸入岩・酸性迸入岩ばかりでなく，輝緑凝灰岩も含まれており，さらに，この付近では，むしろ，角閃岩類など変成岩として扱われるべき岩石が主体となっていることが明らかになった。そして，それらは，それぞれ生成時期を異にすることが認められ，これまで“夜久野迸入岩”などの名で一括されていた岩類は，今後はつきり区別して取扱われるべきであると思うに至った。“夜久野岩類”は，この地域では生成時期によって次の4つの岩類に大別される。すなわち，角閃岩類を主とする変成岩－五泉層群として一括される地層のなかに含まれる輝緑岩ないし斑糲岩－古期花崗岩およびそれに含まれる輝緑岩－蛇紋岩および真正斑糲岩（輝石斑糲岩）である。

ここでは以上の岩類の岩質の概略を紹介し，他地域にみられるものとの比較に役立たせ，今後の研究のメドとしたいと思う。この文を草するにあたって，種々の助言，御批判を頂いた京都大学中沢圭二・志岐常正・清水大吉郎の諸氏，および秋田大学加納博氏に深く感謝の意を表するものである。なお本所の広川 治・黒田和男・服部仁・村山正郎・山田直利・一色直記野沢保その他，図幅課の方々からも多くの批判と助言をえた。

2. 研究史

“夜久野岩類”の分布は，最近，中沢圭二（1958）[2)5)]によってまとめられている。これに示された岩石が，“夜久野～”という言葉で呼ばれ始めたのは，大正末期に杉健一・富田達らによって，当該岩石が研究されて以来である。とくに富田の“丹波夜久野地方閃緑岩類の成因”[2)]，あるいは“夜久野地方斜長岩”という論文の表題にかかれた，夜久野という言葉に由来したもののようである。はつきりと，夜久野迸入岩とか夜久野塩基性岩などと呼ぶようになったのは，小林貞一の「佐川造山廻輪」に関する論文（1941）[6)]や「日本群島地質構造論」（1948）[7)]など一連の構造論中に用いられて以来であろう。松下進[註1)]によれば，「若狭の小浜湾の北西岸からはじまり，京都府の舞鶴・綾部・福知山・夜久野村（上・中・下の3村）・兵庫県の生野・佐用を経て，岡山県南東部まで，約150kmにわたつて（途中断続はある），東北東一西南西方向に帯状に延びて発達する迸入岩類を夜久野迸入岩と総称する」ということである。しかし，松下は夜久野が標式的な露出地ではないということから，“舞鶴迸入岩”の語を用いることを主張している[註2)]。

言葉の由来はともかくとして，この夜久野という語をつけて呼ばれている岩類については，古くから知られているが，そのわりには研究されたものは少ない。巨智部忠承（1894，1895）[1)]が20万分の1「生野」および「宮津」図幅作成のとき，取り扱った石英閃緑岩・透輝石岩・輝石閃緑岩・頑火岩・蛇紋岩・斑糲岩（飛白岩）などが，“夜久野岩類”に相当する岩類では，最初に研究されたものであろう。その後，小川琢治（1897）[3)]が「丹波高原北部の基性岩の研究」をされ，このなかには，本稿で述べる岩石類も含まれている。

1925年には，前述の富田・杉の研究[4)5)]があり，当時流行をきわめた岩漿分化説の理論を駆使して，その成因を論じた。山の比較的下部には，塩基性ないし超塩基性岩が生成され，山の頂上に向かうにつれて，酸性岩となっていくという過程を，模式図をもつて示したものであつた。この論文発表以後は，“夜久野岩類”についての詳細な研究は，ほとんどみいだされない。第二次大戦後，中沢圭二を中心とする舞鶴帯の研究が盛んに行なわれたが，その対象はあくまで，三畳系，二畳系の層位学であり，古生物学を主としたものであつた。一方，それと同時期に，広川治その他の人々による5万分の1地質図幅がいくつか出版されたのであつた。

筆者は“夜久野岩類”のなかに，角閃岩類を主とする変成岩の存在を確認したことから，この岩類の形成はさらに古い時代の造山運動に関係したものであり，三畳紀末あるいは後三畳紀の造構運動によつて，二畳系あるいは三畳系の地層の間に挟み込まれたものであると考えた。この主張については中沢圭二とも，現地においても激しく討論が繰り返された。その頃，山下昇の「中生代」（1957）[34)]が出版され，角閃岩の存在を論じている久野久の談話が掲載された。市川浩一郎を始めとする「黒瀬川構造帯研究グループ」の研究論文[33)]が発表され，基盤として寺野変成岩がクローズアップしたのも，またその頃（1956）であつた。

註1） 文献15）のp. 54～56から引用

註2） 小林貞一は，この意見に対して，反対している（日本地質地方誌総論，増補版）

1958年秋,「夜久野迸入岩類の再検討」ということで，中沢圭二・志岐常正・加納博らと筆者は，京都府下の夜久野と大江町を訪れた。そして河守において，舞鶴地方のものと類似の角閃岩類を主とする変成岩類の存在を確認した。これが河守変成岩と名付けられたものである。これは後述する夜久野北帯の西への延長部にあたるのである。

3. 地質概観

本地域は舞鶴帯のほゞ北東端に位している。“夜久野岩類”は南西地域では，この舞鶴帯のなかでも，著しく散在したような分布をするが，当地域付近では，明瞭な２つの帯状をなして分布しており，その方向は舞鶴帯の東北東一西南西の方向とほゞ一致している。そして，他の地域とは異なり，古生層・中生層などの地層とは，明瞭な境界を示している。第１図に，この付近の地質図の概略を示す[註3)]。

第１図にみられるように“夜久野岩類”は，東舞鶴から志高付近を経て，大江町河守付近にいたるものと，青の郷付近から綾部市梅迫方向に延びる２つの帯をなしている。前者を夜久野北帯，後者を夜久野南帯と呼ぶ。北帯の北方には大浦層と呼ぶ古生層が分布し，一部には後述の舞鶴層群が含まれている。大浦層は下部ないし中部二畳系とされており，泥岩・輝緑凝灰岩を主とし，チャートを挟有する。輝緑凝灰岩と一括したものには，輝緑岩・斑糲岩質の迸入岩が伴われているのみならず，一部には玄武岩質熔岩を含むところもあり，南帯のなかに含まれる五泉層群によく似ている。北帯と南帯との間には，舞鶴層が広く分布する。泥岩・砂岩を主とするが，下部に輝緑凝灰岩の薄層を挟むことがある。南帯の北側に沿つて，三畳系が細長く帯状に分布する。この三畳系は荒倉層と難脈江層群からなり，舞鶴層群および夜久野南帯とは，断層ないし剪裂帯をもつて境される。西側の三畳系は志高層群と呼ばれているものである。南帯の南側には丹波地帯古生層と呼ばれる秩父古生層の一部が広く分布する。主として，泥岩・砂岩・輝緑凝灰岩・チャート・石灰岩からなる。南帯の周縁部にあたるところでは，剪裂帯が著しく発達しており，１km 位の幅で岩石は千枚岩化している。以上述べた３地帯の古生層の，それぞれの関係は明らかでない。

4. 地域分帯

“夜久野～”の名で呼ばれていた岩石の主体は，前述の夜久野北帯および南帯の岩石であるが，そのほか，北部古生層（大浦層）の地域にも，舞鶴層群の分布する地域にも，同様の名で呼称されていた岩石がある。こゝでは，それらの岩石類もあらいざらい引きだして，新に検討を加えたいと思う。そこで，まず最初に，それらの岩石を含む地域を，南北の夜久野帯を中心として分帯すると，（北方から南方に向かつて）次のようになる。

I　北帯の北方の地帯。北部古生層（大浦層）を主とする。

II　北帯

III　北帯と南帯との間の中央帯。舞鶴層群を主とし，北縁部に大浦層の一部，南縁部に三畳系が含まれる。

IV　南帯。これはさらに２つの亜帯[註4)]に分けられる。

IV_1　角閃岩類を主とする地帯

IV_2　時代未詳五泉層群[註5)]からなる地帯

V　南帯の南方の地帯。丹波地帯古生層を主とする。たゞし，この地帯には，“夜久野岩類”を含まないので，以下の記述には除外する。

VI　上記各帯の境界あるいは，断層・剪裂帯に沿つて，蛇紋岩類などの分布する地帯。（これは１つのゾーンを作るのではなく，むしろ随所にみられる蛇紋岩類を含む剪裂帯である。）

これらの各帯は一部（IとII）を除いて，ほとんどが，剪裂帯あるいは断層をもつて境されている。

5. 各帯の岩石の概略

各帯の岩石の岩質，あるいはそれぞれの間の関係を比較検討する前に，各帯における産状その他を簡単に述べておく。

I帯における岩石は，既成図幅「丹後由良」などに，夜久野迸入岩として記載されている。斑糲岩・閃緑岩および輝緑岩がそのおもなものであり，輝緑凝灰岩の一部もこれに含められている。筆者はこの地域の岩石をまだ観察していないので，この地域の西方延長にあたる当地方に分布する輝緑凝灰岩として，一括したもののなかの輝緑岩，および変斑糲岩ないし閃緑岩をもつて代表させておく。これらは明らかに，前期ないし中期二畳系と考えられている大浦層を貫いている訳である。このほかII帯の花崗岩と同質の脈岩様の花崗岩質岩がある（小岩体

註3)　詳細は，近刊される５万分の１地質図幅「舞鶴」および「大江山」を参照されたい。

註4)　これまで，VI_1，を夜久野迸入岩の中心相，IV_2を外縁相と呼んでいた。

註5)　広川治・磯見博・黒田和男らの５万分の１，「小浜」図幅ではそのうちの泥岩層を宝尾層と呼び，筆者もさきに（文献 28）宝尾層群と名づけたが，こゝに改めてその標式地の名をとつて五泉層群と呼ぶ。

第1図　舞鶴付近の地質概念図

1. 第四系
2. 第三系
3. 愛宕山流紋岩
4. 宮津花崗岩
5. 蛇紋岩および超塩基性岩 ｝ VI帯
6. 斑糲岩（輝石斑糲岩）
7. 三畳系
8. 舞鶴花崗岩
9. 捕獲岩様輝緑岩 ｝ II帯……夜久野北帯
10. 河守変成岩
11. 舞鶴層群…… ｝ III帯（大浦層三畳系の一部を含む）
12. 大浦層を貫く岩石および輝緑凝灰岩 ｝ I 帯
13. 大浦層 ｝ V 帯
14. 丹波地帯古生層……
15. 珪長岩ないし珪長岩質酸性岩
16. 輝緑凝灰岩および輝緑岩ないし斑糲岩 ｝ 五泉層群帯 IV$_2$帯
17. 黒色泥岩および粘板岩
18. 石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩 ｝ 夜久野南帯
19. 塊状斑糲岩 ｝ IV$_1$帯
20. 角閃岩類
21. 黒雲母片岩ないし片麻岩 ｝ 舞鶴変成岩

なので図示していない)。さらに北方には大浦層を貫く宮津花崗岩があるが，迸入の時代が一応白堊紀末とされているので，こゝでは除外する。

II帯（北帯）は“Sheared granite”とも“Older granite”とも呼ばれていた舞鶴花崗岩（図版7～9）を主とする。ところどころに捕獲岩様の輝緑岩（図版6）を含み，また輝緑岩は相当な岩塊としてその周縁部に残存する。北帯の西方延長部には，角閃岩を主とする変成岩類が分布し，この付近では，脈岩様の小岩体の花崗岩がこの変成岩類を貫いている。この変成岩類は河守変成岩と呼ばれるものである。

III帯には，ほとんど貫入岩はみられない。僅かに舞鶴層群を貫く花崗岩質の，岩頸様の小岩体がみられるにすぎない。この帯の大浦層中にみられる輝緑岩様の岩石は，層状に堆積した輝緑凝灰岩である。

IV帯は隣接帯とともに著しい剪裂帯をもつて境され，V帯の周縁部には前述の千枚岩が広く発達している。IV_1とIV_2の亜帯の間にも剪裂帯が発達していることが多い。IV_1亜帯は角閃岩類がおもな構成員で，これには，粗粒のもの，（図版1，2）中粒のもの[註6]，細粒のもの[註7]（図版2）があり，片状構造がよく発達している。またまれに黒雲母片岩ないし片麻岩がみられる（図版3，4）。これらの変成岩類を一応北帯の河守変成岩と区別して舞鶴変成岩と呼ぶ。そのほか，本帯には塊状の斑粉岩が含まれることがある。外観が粗粒の角閃岩と類似することがあるが，均質であること，塊状で方向性のないこと，輝石の存在が明らかなこと，一見脈岩様で迸入様式を明らかに呈することなどによつて区別される[註8]。

また，石英閃緑岩ないし花崗閃緑岩質の酸性岩が，ところどころにみられ，多くは小岩体をなして角閃岩類中に迸入する。一部には明らかに角閃岩を捕獲しているものもあり，角閃石の片理に平行に挟まれ，また，相互に入りまじつていることもある。IV_2亜帯は輝緑凝灰岩相（輝緑岩ないし斑粉岩[註9]）（図版5）を含む），と泥岩相からなる。これらはそれぞれ累層を形成するものとし，一括して五泉層群とした。たゞし，まだこれらの岩石のなかから化石が発見されず，いまのところ時代未詳の古生層としておくが，岩相は前述の大浦層に類似している点が多々ある。このほか脈岩状に珪長斑岩様の小岩体がみられ，一部，梅迫付近の本帯は，ほとんど珪長岩質の酸性岩をもつて占められているが，本岩の一部には塩基性岩が珪化作用などの変質作用を蒙つたとみられる岩石もある。

VI帯は前述のように剪裂帯，あるいは断層帯であつて，造構運動に引き続いて迸入してきたと思われる蛇紋岩あるいは輝岩（図版10）などの超塩基性岩および比較的新鮮塊状の異剝石斑粉岩（図版11）や角閃石岩（図版12）がこの帯にみられる。

以上が，これまで本地域に分布する“夜久野～”と呼ばれていた岩石類の概略であるが，それらの岩石の鉱物組合せを比較してみると第1表のようになる。

この表で，おゝよその各岩石の性質は了解できると思うが，それらの詳細については次の機会に発表したい。以上の表でわかる通り，これらの岩石はすべて多かれ少なかれ熱水性の変質作用を蒙つており，二次的鉱物ができている[註10]。とくに岩石の主成分鉱物の一つである斜長石の変質が著しいため，化学分析の結果によつて，化学的性質を比較検討することは困難となつている。比較的新鮮な状態で残存しているのは角閃石類で，この鉱物は他の鉱物と比較して普遍的にいろいろな岩石に含まれているので，将来この角閃石類の研究は，“夜久野岩類”の相互関係の解明に何らかの貢献をなすものであろうと思う。第2表は，各帯の岩石に含まれる角閃石類の大体の性質を示すが，それは代表的なものについての結果であり，測定数もきわめて僅かなものなので，単に参考程度のものとして掲げたにすぎない。

6. 生成順序・時期について

これまで，“夜久野～”の名で呼ばれた岩石の生成時期あるいは迸入時期については種々論議され，とくに前述の小林貞一・中沢圭二などによつていろいろと異なる意見が述べられている。

しかしながら，少なくともこの地域に関する限り，

註6) これらには，従来，角閃石斑粉岩・片麻状斑粉岩とも，斑粉角閃岩とも呼ばれたものが含まれているであろう。これらは造山期の迸入岩と解釈できるが，明らかな拠りどころもなく，その産状・構造・組織・組成鉱物の性質などから，本来の斑粉岩とは著しく異なる変成岩的要素をもつていることが多いので，一応こゝではこれらも粗粒ないし中粒の角閃岩として取り扱われている。

註7) 粗粒と細粒の角閃岩は明らかに分帯されるが，両者が入りまじつているところも少なくないので地質図では一色に塗色してある。概して細粒のものは帯の南側に分布する。（一部には角閃石片岩といつた方が適当とおもわれるものがある。）

註8) 夜久野地区では，中沢圭二によれば，この種の岩石が広く分布し，一部には片麻状を呈するものがあるとのことである。

註9) 本岩がIV_1亜帯の斑粉岩と同一起源のものであるか否かは不明である。

註10) 断層付近，剪裂帯付近では，とくに著しい。

第1表　各帯の岩石に含まれるおもな鉱物組合せ（V，VI帯の岩石を除く）

帯	岩石 黒雲母片麻岩～片岩 Biotite gneiss ～schiss	角閃岩 Amphibolite	粗粒角閃岩 Coarse-grained Amphibolite	他の変成岩 Other metamorphics	塊状斑糲岩 Gabbro (massive)	輝緑岩 Diabase	花崗岩質岩 Granitic rock	文象斑岩～珪長岩（脈岩様岩） Granophyre～felsite (Dike formed rock)
I		(斜長石)? 緑色角閃石 柘榴石 （外観は蛇紋岩）			斜長石 輝石（?） 緑色および褐色角閃石 黒雲母 石英 （変成斑糲岩）	斜長石 単斜輝石 （緑色角閃石） 緑泥石・緑簾石 チタン鉄鉱・方解石・スヘン ゾイサイト		斜長石 カリ長石 石英 緑泥石←(黒雲母)
II	斜長石 カリ長石 石英　鉄鉱 黒雲母　ジルコン (角閃石) 柘榴石 (単斜輝石を含むことあり)	斜長石 緑色角閃石 (黒雲母) 石英　スヘン 柘榴石　ブドウ石 ゾイサイト エピドート	斜長石 緑色角閃石　方解石 ブドウ石	(緑簾石-緑泥石岩) (石英片岩) (石灰石片岩)		斜長石 単斜輝石 帯褐角閃石 石英・炭酸塩鉱物 エピドート・チタン鉄鉱 スヘン・ブドウ石	斜長石　ジルコン 石英　アパタイト カリ長石　褐簾石 黒雲母　エピドート (角閃石)　ゾイサイト 緑泥石 スヘン ブドウ石	石英（石英斑岩） 斜長石 カリ長石 黒雲母 緑泥石 チタン鉄鉱
III						(輝緑凝灰岩中の輝緑岩) 斜長石 単斜輝石 鉄鉱 チタン鉄鉱 スヘン エピドート		斜長石 石英 (カリ長石) 黒雲母 (カタクラス組織著し)
IV_1	石英 斜長石 (カリ長石?) 黒雲母・スヘン (緑色角閃石) ブドウ石 柘榴石　緑泥石	斜長石 緑色角閃石 緑泥石(柘榴石) エピドート 石英 スヘン ブドウ石 (稀に単斜輝石を含む)	斜長石 緑色角閃石　鉄鉱 褐色角閃石 (単斜輝石)(斜方輝石)　ジルコン 緑泥石 ブドウ石 ゾイサイト (柘榴石)石英	?	斜長石 単斜輝石 褐色～緑色角閃石 鉄鉱・緑泥石 エピドート 炭酸塩鉱物 ブドウ石		斜長石（小岩体） 石英 (カリ長石) 角閃石 (黒雲母→緑泥石) ブドウ石	斜長石 石英 黒雲母 鉄鉱
IV_2					斜長石 単斜輝石 (褐色緑色角閃石) 鉄鉱・石英 緑泥石・エピドート　スヘン	斜長石 単斜輝石 鉄鉱 スヘン エピドート 石英・炭酸塩鉱物 緑泥石・ブドウ石		石英 斜長石 (アルカリ長石?) 鉄鉱

註）全岩石を通じて，斜長石は多かれ少なかれ白色雲母化，あるいはソーシュル石化する。（ ）内の鉱物は存否不定，段落しの鉱物は随伴鉱物または二次的鉱物。　上から下へ，大体量の順序を表わす。
〔 〕は岩石名

第2表　各帯に含まれる岩石中の角閃石の性質（概略）

	岩　石　（種）	Colour (Z′)	∧ c Z	2Vx	N_2 on Cleavage flakes	備　考
I VI および帯	斑糲岩 Gabbro	light green	18°	80°	1.647	
	角閃岩 Amphibolite	light green～colourless	18°	88°	1.649	
	角閃石岩 Hornblendite	brown	25°	88°	1.670	
II 帯	輝緑岩～斑糲岩 Diabase～gabbro	light green	19°	?	1.658	
	粗粒角閃岩 Coarse-grained amphibolite	light green	14°	72°	1.663	河守変成岩
	細粒角閃岩 Fine-grained amphibolite	grass green	18°	83°	1.667 1.660	河守変成岩
	黒雲母片岩～片麻岩 Biotite schist～gneiss	light green	18°	65°	1.648（?）	河守変成岩
IV_2帯	輝緑岩～斑糲岩 Diabase～gabbro	light green	20°	64°	1.672	
IV_1 帯	粗粒角閃岩 Coarse-grained amphibolite	brownish green	18°	67°	1.671	
		brown	13°	68°	1.675	
	角閃岩 Amphibolite	pale green	22°	86°	1.651	
		brownish green	18°	78°	1.669	
		gray green	26°	71°	1.667	
	黒雲母片岩 Biotite schist	brownish dark green	22°	?	?	

“夜久野～”と名づけられた岩石は，それぞれ違つた産状・性質をもち，地質学的背景も異なつている。これらを，これまでのように，一様な岩石として一括して論ずることはできないのである。したがつて，本岩類の生成順序・時期を考察するには，個々の岩体について，あるいは少なくとも，いくつかのグループに分けたものを対象としなければならない。そのようなことから筆者は，以上述べた本地域に分布する種々の“夜久野岩類”を次の4つのグループに総括・分類した[註11]。

1）変成岩類（舞鶴変成岩・河守変成岩）。

2）輝緑岩～斑糲岩類（おもに五泉層群中のもの）

3）古期花崗岩類（舞鶴花崗岩・輝緑岩を捕獲する）

4）超塩基性岩（蛇紋岩・輝岩など）および輝石斑糲岩類

これらの間には，必ずしも明瞭な境界がみいだされたとは限らないのであるが，この順位は各岩石の生成順序をほゞ示すものである。

1）のグループは，すでに形成されていたものが，三畳紀末期あるいは後三畳紀における一大造構運動によつて，上にもちきたされたものであろう。二畳紀末においても，すでにある程度もち上げられていたという説もあり，そのようなことも，この構造帯においては当然考えられるであろう。いずれにしても，変成岩類の存在が確認されて以来，最近では，「基盤」として論ずるむきもあり，「地球科学序説」[註12]にも引用されている。しかし，まだ明らかな証拠を得るまでに至つていない。むしろ西方，中国地方において広く分布する三郡変成岩類と本岩類との間はいかなる関係にあるかということに興味がある。

2）のグループは時代未詳の五泉層群中に含まれ，輝緑凝灰岩の噴出に相前後して，貫入したものである。五泉層群の時代が決まれば，その時期も明らかとなろう。前述した大浦層との岩相の類似からだけでは，対比はできないが，大浦層中の類似岩も，こゝでは一応このグループのなかに仮に含めておきたい。たゞし，この場合の迸入の時期は二畳紀ということになる

3）のグループの花崗岩は，明らかに二畳系（大浦層および舞鶴層群の一部）に迸入している。志高付近では，本岩を不整合に覆う三畳系志高層群との関係が，中沢圭二によつて明らかにされ，本岩類の迸入時期は後期二畳

註11）1と2との間に1′として舞鶴付近で，変成岩類中に含まれる石英閃緑岩・斑糲岩があり，これらは，一応，その変動期の迸入岩として別に挿入すべきではあるが，こゝでは他とわかりやすくするために除いてある。（前註にも記した通り，2の岩石あるいは3の岩石との関係も不明である）

註12）地球科学刊行会：地球科学序説，築地書館，p. 321, 1959 にその岩石の写真も掲載されている。

紀と考えられている。

4) のグループは，舞鶴帯の一般方向に平行して発達するいくつかの断層，剪裂帯に沿つて迸入してきており，前にも述べたように造構運動に関連して迸入した単一体からなつている。このグループの岩石群のみが，これまで，“夜久野～”の岩類の迸入時期と考えられていた三畳紀後期ないし後三畳紀の貫入岩なのである。

上記の岩類のほか，種々の帯のなかに，いくつかの小岩体がある。それらの岩体については，以上のグループのなかに含まれる母岩の岩体と関連づけて考えるほか，いまのところ生成時期に関する拠りどころをみいだすことができない。

7. 結 言

舞鶴付近の“夜久野～”と呼ばれていた岩石について，いままで一括されていたものには，生成時期を異にするいくつかの岩石群のあることを述べ，そして分類したのであるが，今後このような“夜久野岩類”をどう呼称すべきかという問題がある。

夜久野迸入岩類としては，“古生代末の変動時迸入岩である斑糲岩～古期花崗岩類に限定するのが適当である”というのが，1959年の学会に提案された中沢圭二らの意見であつた[32]。

その後，筆者は舞鶴帯の岩石として，全体を呼称する場合のみには，従来の夜久野の語を付し“夜久野岩群”と呼んではどうかと考えるに至つた。(ただし輝緑凝灰岩を除く。) そして，個々の岩石については，前掲の分類に従つて，

1) 舞鶴変成岩・河守変成岩
(1′として変成岩類を貫く塩基性岩・酸性岩が含まれる)
2) 五泉塩基性岩
3) 舞鶴花崗岩，または古期花崗岩
4) 夜久野超塩基性岩あるいは夜久野塩基性岩

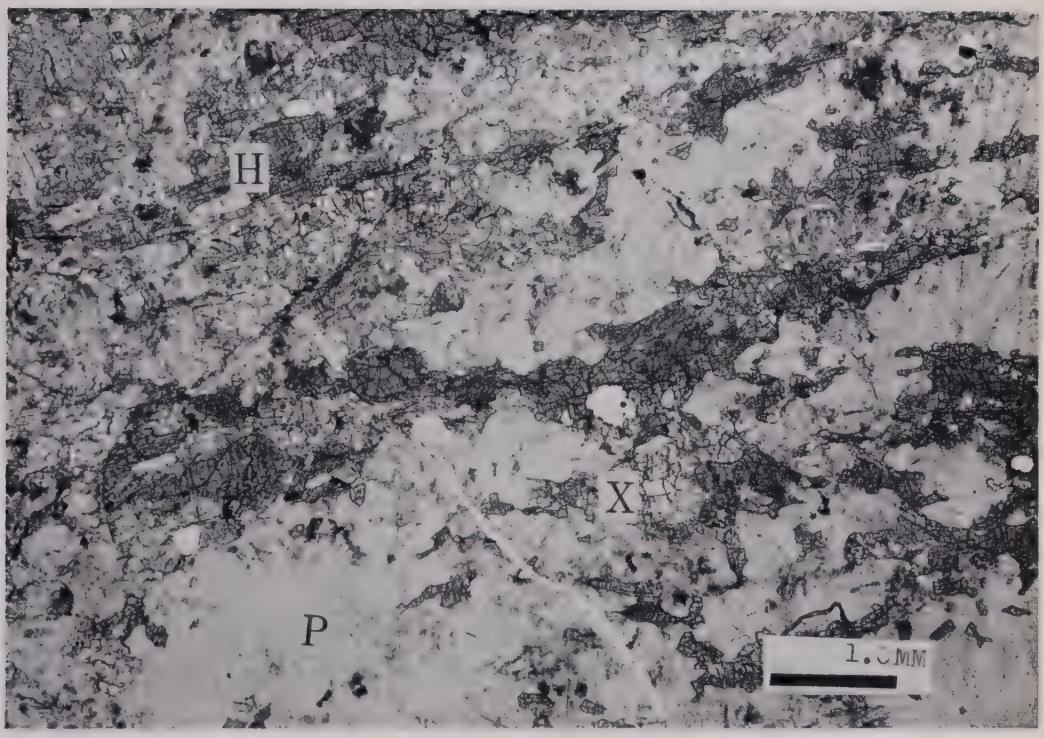
と呼んではどうであろうか。むすびとして以上のような提案をする次第である。

(昭和32年10月および昭和33年3月調査)

文 献

1) 巨智部忠承：20万分の1地質図幅宮津，生野および同説明書，地質調査所，1894～1895
2) 山下伝吉：20万分の1地質図幅比叡山，地質調査所，1895
3) 小川琢治：丹波高原北部基性岩迸出地方略説，地質学雑誌，Vol. 4, No. 41, 42, 45, 1897
4) 富田 達：丹波夜久野地方，閃緑岩の成因，地質学雑誌，Vol. 32, No. 381, 387, 1925
5) 杉 健一：丹波綾部付近の基性深成岩に就きて，地質学雑誌，Vol. 32, No. 385, 1925
6) Kobayashi, T.：The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Island, 東大紀要，Vol 5, Part 7, 1941
7) 小林貞一：日本群島地質構造論，目黒書店，1948
8) 川井直人・竹中準之助：舞鶴付近の古生層中の閃緑岩の磁気的研究（要旨），地質学雑誌，Vol. 55, No. 648, 649, 1949
9) 中沢圭二・岡田節夫：京都府舞鶴付近の地質概説，鉱物と地質，No. 14, 1949
10) 松下 進：京都府地質誌，地学，No. 2, 3, 1950～1951
11) 小林貞一：日本地方地質誌，総論，朝倉書店，1951
12) 小林貞一：日本地方地質誌，中国地方，朝倉書店，1951
13) 地質調査所：50万分の1，日本総合地質図京都，1951
14) 中沢圭二外2名：日本の三畳系の地質，京都府舞鶴・夜久野地域の三畳紀層，地質調査所報告特別号，1951
15) 中沢圭二：京都府夜久野地方の地質構造，地学，No. 4, 1951
16) Nakazawa, K：A Study on the *Pelecypod*-fauna of the upper Triassic Nabae groups in the northern Part of Kyoto Prefecture, Japan, Part 1～4, Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, Vol. 19, 1952, 20～23, 1954～56
17) 松下 進：日本地方地質誌，近畿地方，朝倉書店，1953
18) 広川治外2名：5万分の1地質図幅大屋市場および同説明書，地質調査所，1954
19) 広川治外2名：5万分の1地質図幅但馬竹田および同説明書，地質調査所，1954
20) 中沢圭二外3名：舞鶴地帯の *Lepidolina* zone(演旨)，地質学雑誌，Vol. 62, No. 730. 1956
21) 中沢圭二外2名：京都府夜久野地区の中古生層，地質学雑誌，Vol. 63, No. 743, 1957
22) 広川治外2名：5万分の1地質図幅小浜および同説明書，地質調査所，1957

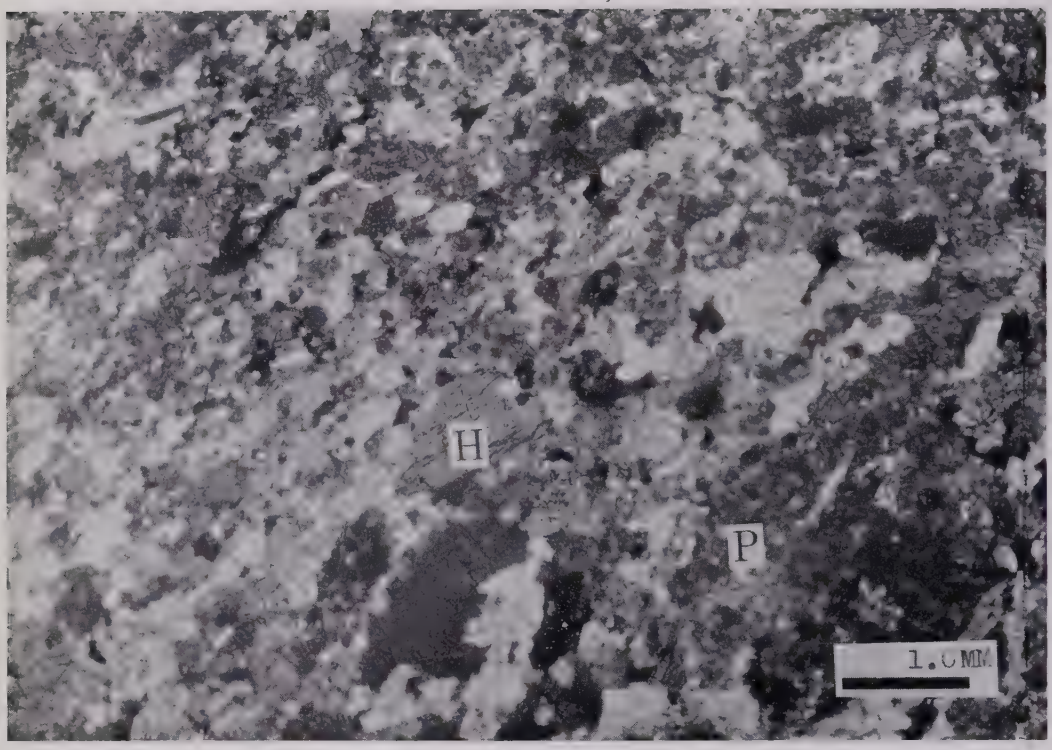
23) 広川治・黒田和男：5万分の1地質図幅鍋崎および同説明書，地質調査所，1957
24) 広川治・黒田和男：5万分の1地質図幅丹後由良および同説明書，地質調査所，1958
25) Nakazawa, K : The Triassic System in the Maizuru zone, South-west Japan, Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B, Vol. 24, No, 4, 1958
26) 中沢圭二・野上裕生：京都府大江町河西付近の中・古生層，地質学雑誌，Vol. 64, No. 748, 1958
27) 中沢圭二・志岐常正：京都府大江町河東付近の中古生層，地質学雑誌，Vol. 64, No. 749, 1958
28) 中沢圭二外3名：舞鶴地帯の中・下部三畳系総括，地質学雑誌，Vol. 64, No. 750, 1958
29) 加納博外3名：夜久野迸入岩に伴う高度変成岩類について，地質学雑誌，Vol. 65, No. 764, 1959
30) 猪木幸男：舞鶴付近のいわゆる〝夜久野塩基性岩〟について（要旨），地質学雑誌，Vol. 165, No. 766, 1959
31) 清水大吉郎外2名：舞鶴地区の古生層の再検討（要旨），地質学雑誌，Vol. 165, No. 766, 1959
32) 中沢圭二外3名：いわゆる夜久野迸入岩の再検討（要旨），地質学雑誌，Vol. 65, No. 766, 1959
33) 市川浩一郎外4名：黒瀬川構造帯，地質学雑誌，Vol. 62, No. 725, p. 82～103, 1956
34) 山下　昇：「中生代」上・下，地学双書，10, 11, 1957



図版1　粗粒角閃岩（IV_1帯）

H：褐色角閃石
P：ソーシュル石化斜長石
X：単斜輝石

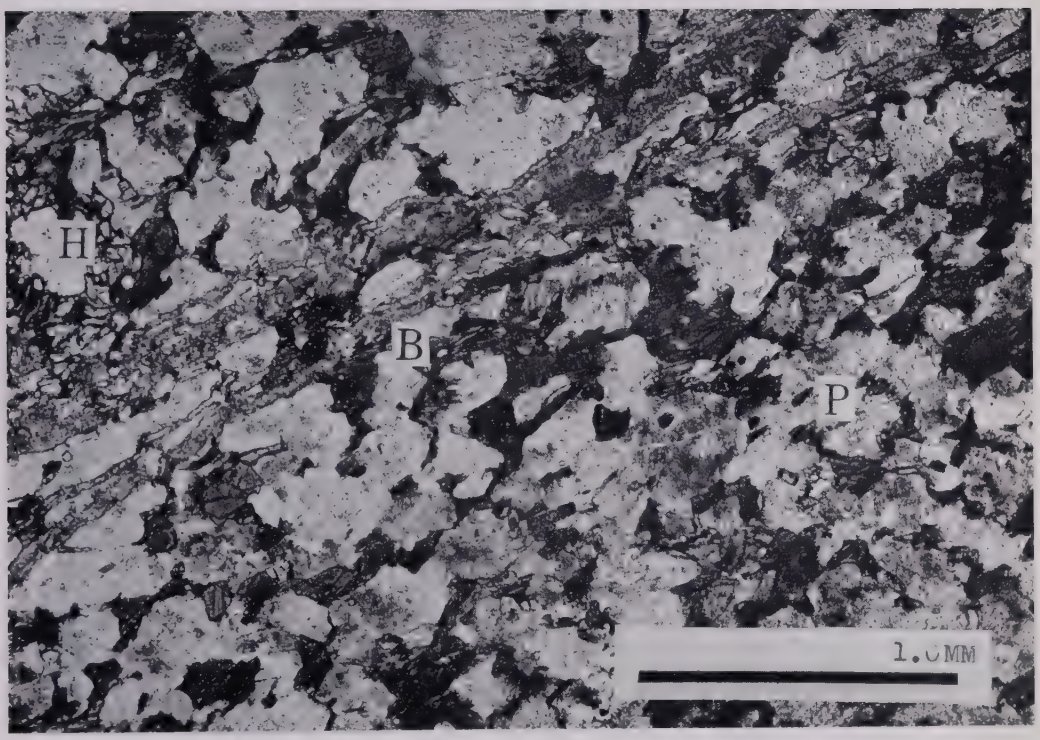
（平行ニコル）



図版2　細粒角閃岩（左）粗粒角閃岩（右）（IV_1帯）

H：緑色～褐色角閃石
P：ソーシュル石化した斜長石

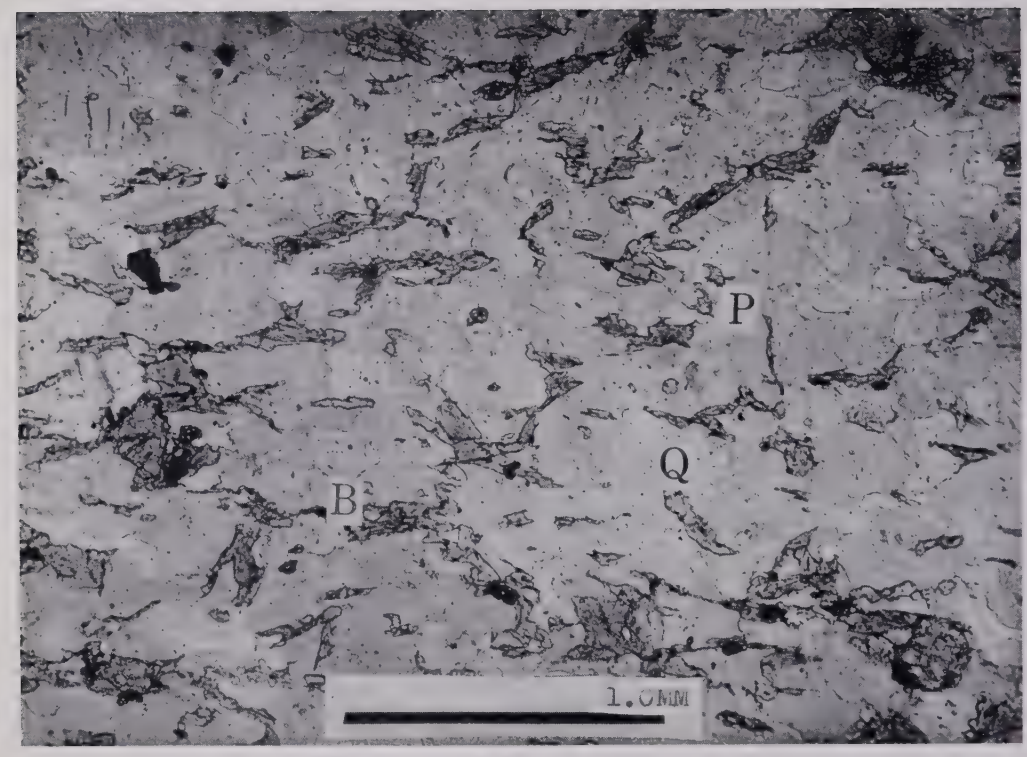
（クロスニコル）



図版3　角閃石－黒雲母片岩（IV_1帯）

H：緑色角閃石
B：黒雲母
P：ソーシュル石化斜長石

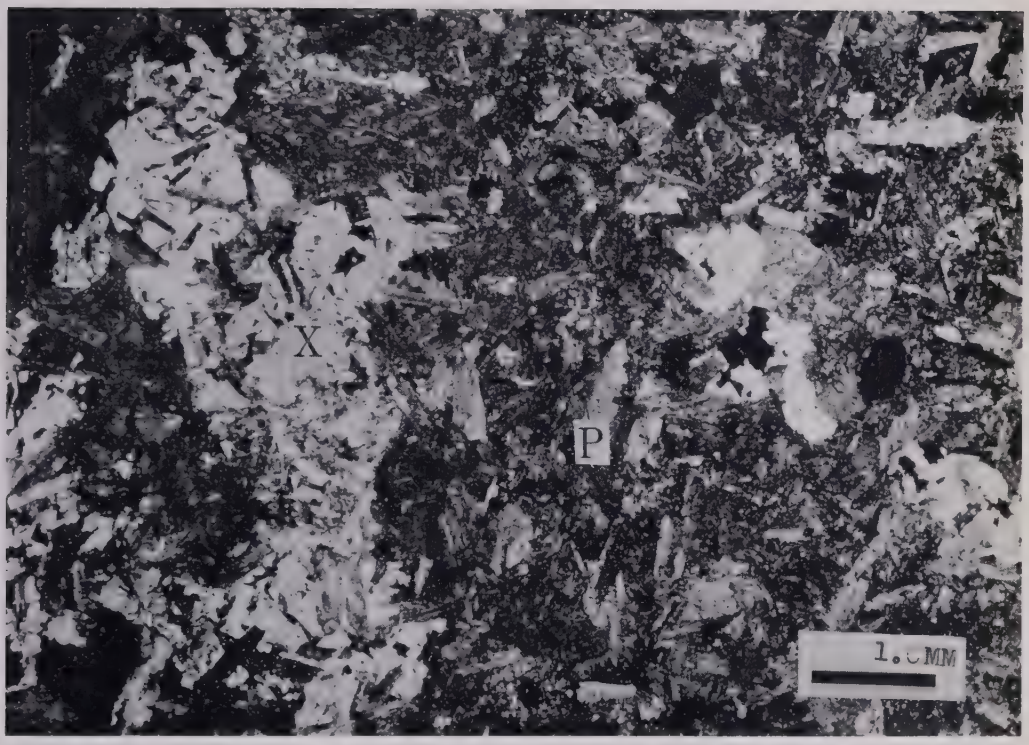
（平行ニコル）



図版4　黒雲母片岩（IV_1帯）

B：黒雲母
P：斜長石
Q：石　英

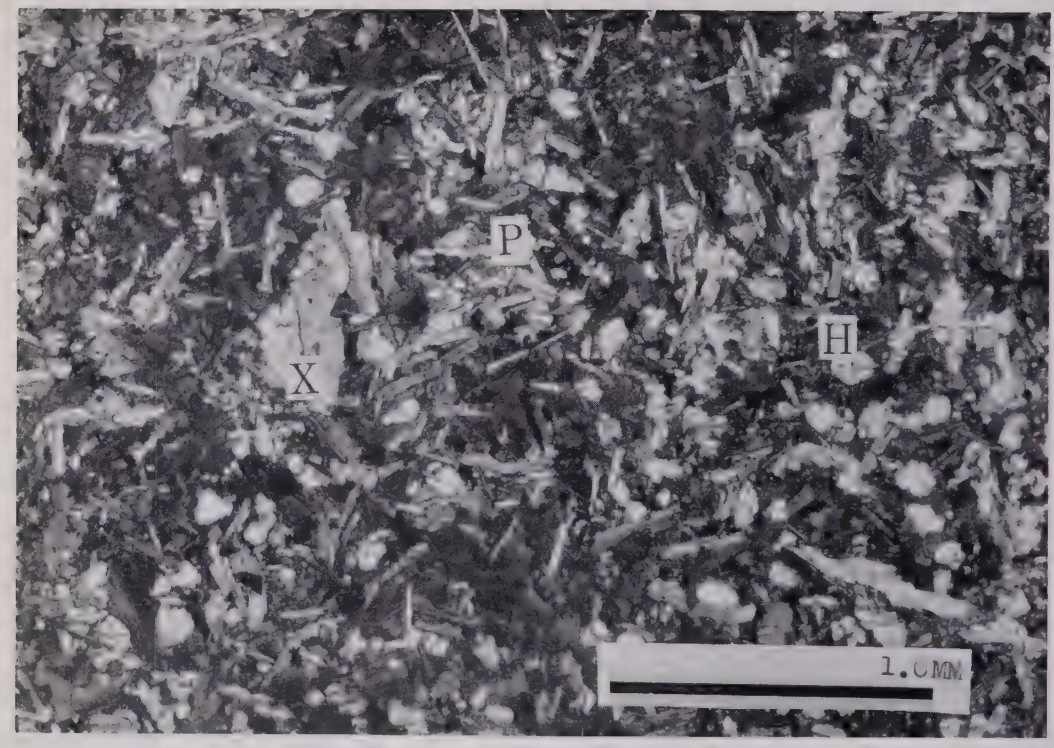
（平行ニコル）



図版5　輝岩緑ー斑糲岩（IV_2帯）

X：単斜輝石
P：斜長石

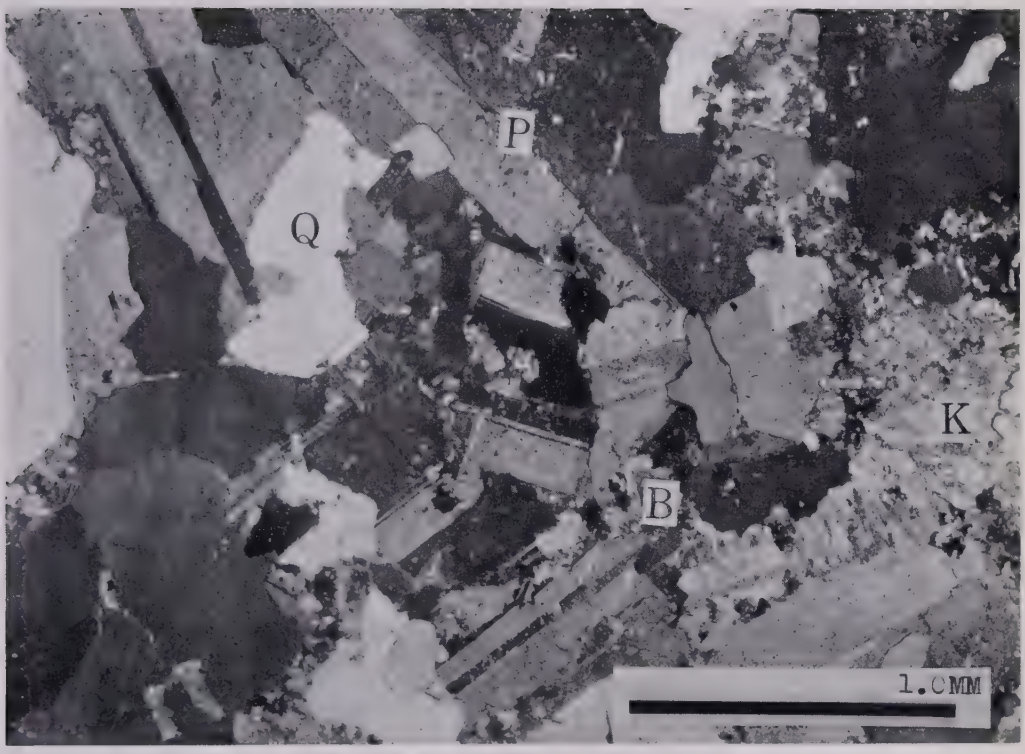
（クロスニコル）



図版6　古期花崗岩中の斑緑岩（II帯）

X：単斜輝石
H：角閃石
P：斜長石

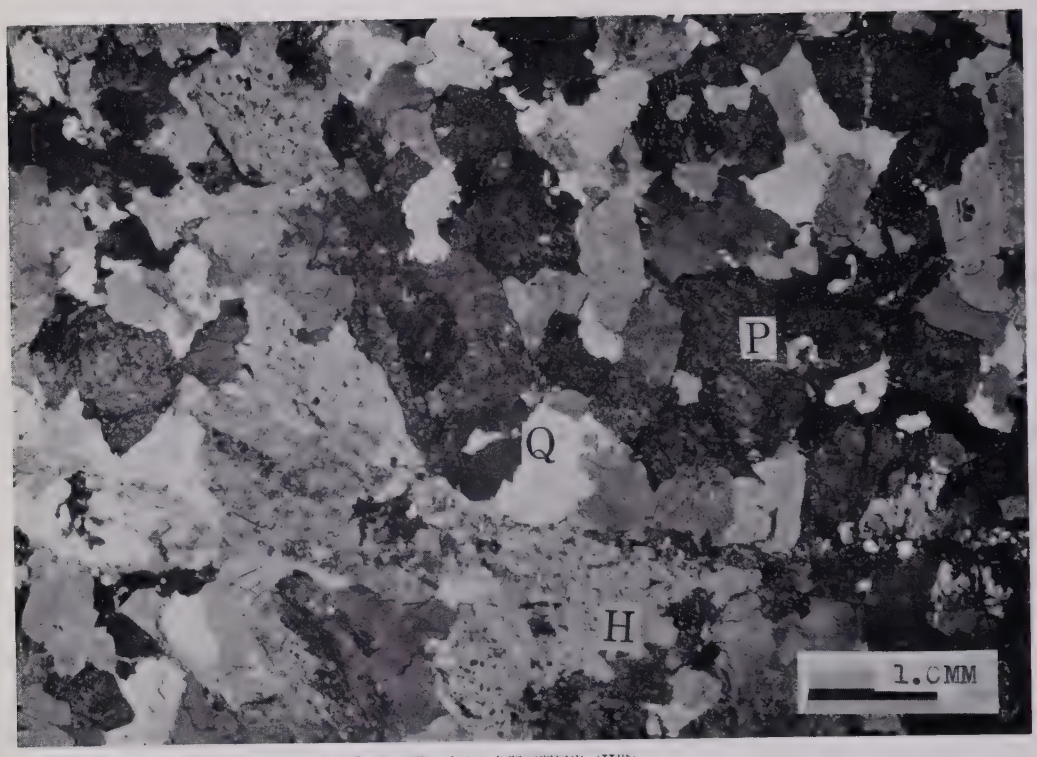
（クロスニコル）



図版7　"古期花崗岩"（舞鶴花崗岩）（II帯）

P：斜長石
Q：石　英
K：カリ長石
B：緑泥石化した黒雲母

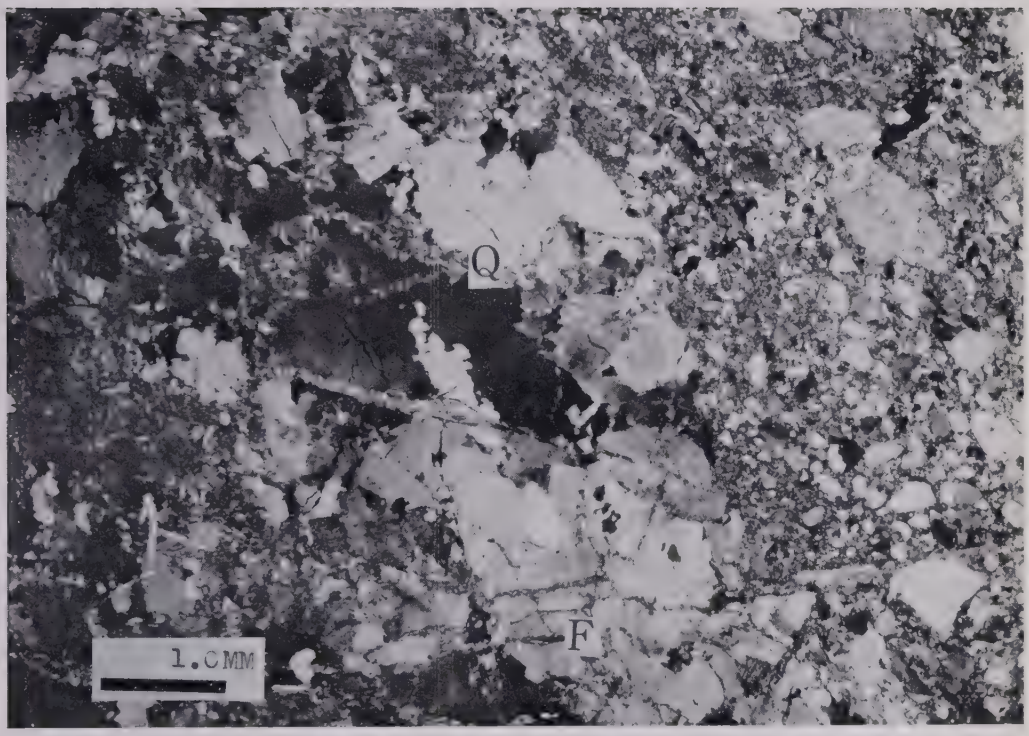
（クロスニコル）



図版8　古期花崗岩中の角閃石閃緑岩（II帯）

H：角閃石
P：斜長石
Q：石　英

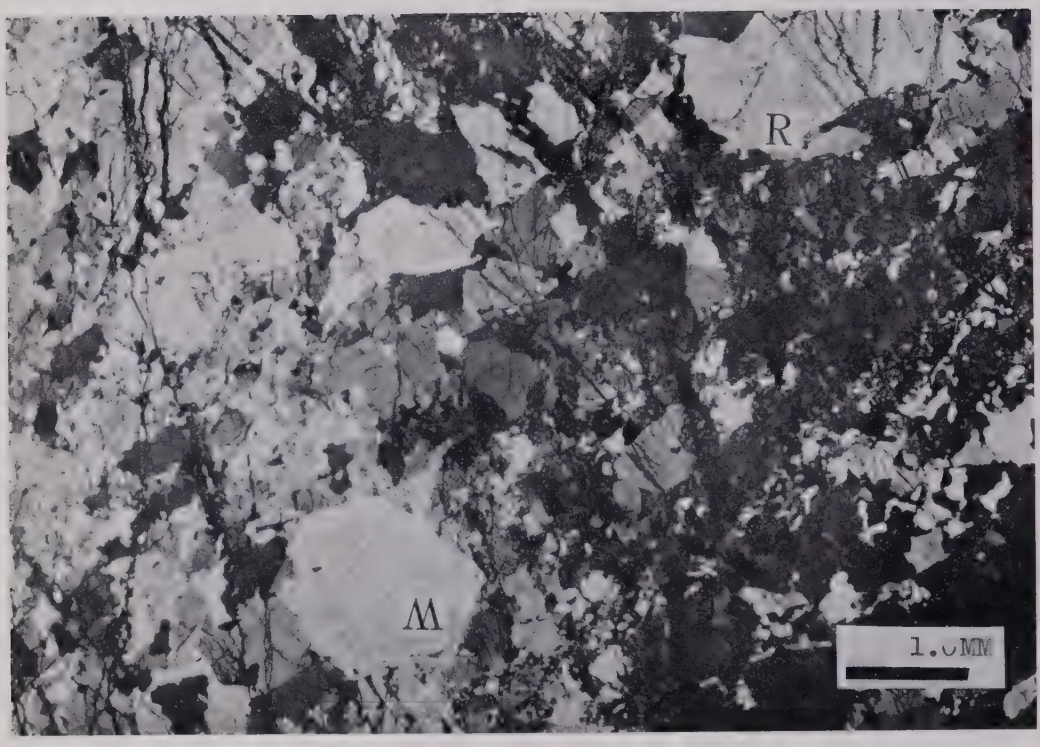
（クロスニコル）



図版9　カタクラステック花崗岩（II帯）

Q：石　英
F：長　石

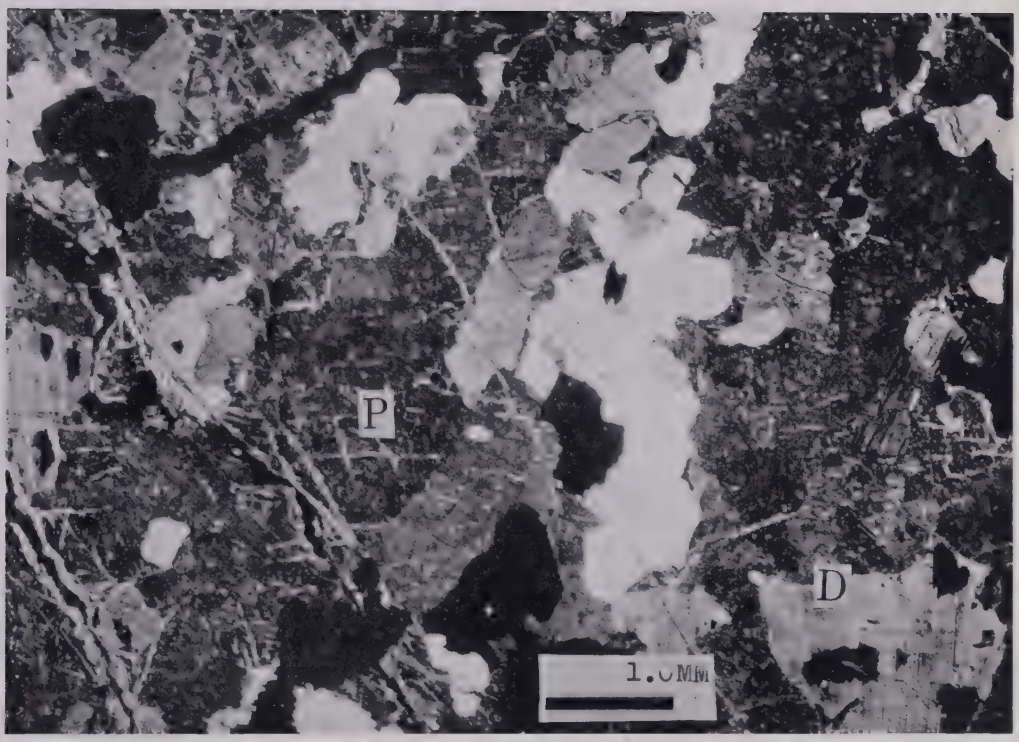
（クロスニコル）



図版10　輝岩（部分的に蛇紋岩化）（VI帯）

R：斜方輝石
M：単斜輝石

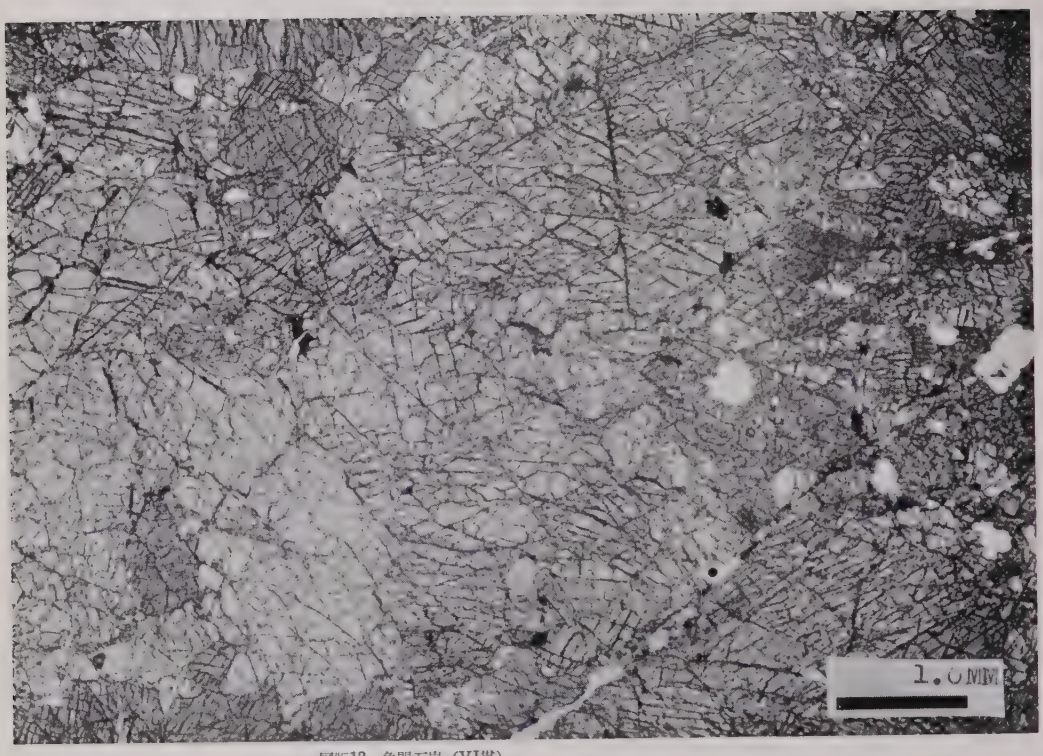
（クロスニコル）



図版11　斑糲岩（VI帯）

P：斜長石
D：異剝石質蛸石

（クロスニコル）



図版12　角閃石岩（VI帯）

（平行ニコル）

（以上図版１～12は正井義郎撮影による）

551.763 (524)

石狩炭田空知背斜地域の白堊系，とくに上部蝦夷層群の堆積について

田中　啓策*

On the Sedimentation of the Cretaceous Deposits, Especially of the Upper Yezo Group in the Sorachi Anticlinal Area, Ishikari Coal Field

by
Keisaku Tanaka

Abstract

In the Sorachi anticlinal area, Ishikari coal field, central Hokkaidō, are extensively developed the Cretaceous deposits composed of the Middle Yezo, Upper Yezo and Hakobuchi groups in ascending order. They are overlain by the Paleogene coal-bearing Ishikari group with an unconformity, and show cyclic sedimentation. Judging from the lateral changes of the sedimentary facies, that is, the thickness of strata, lithofacies and biofacies in the Cretaceous rocks, the western wing should be just nearer the western margin of the so-called Yezo geosyncline. Notwithstanding, it is noteworthy that in the much subsided offshore, eastern wing, exclusively in its southern part, coarse-grained clastics such as sandstones, pebbly mudstones and muddy conglomerates are frequently met with in the lower half of the Upper Yezo group consisting of mudstone. Taking into consideration paleogeographical conditions and tectonic control of sedimentation, it seems plausible that these coarse-grained sediments were derived by the so-called turbidity current or subaqueous mudflow from the southwestern source area, an up-warping belt of transversal direction, to which a remarkable difference in the sedimentation of the Ishikari group between the northern and the southern halves of the coal field owes its origin.

要　旨

石狩炭田空知背斜地域の白堊系（中部蝦夷・上部蝦夷・函淵層群）の堆積相をみると，背斜の西翼は堆積盆地（蝦夷地向斜）の西縁に近く，東翼は沖合の，かつ深い堆積環境にあつた。東翼の地層中には，粗粒堆積物に富んで乱堆積を示す月見層西部相を始め，上部蝦夷層群下半部中の種々の層準に砂岩・泥質礫岩・礫質泥岩がみられる。これらの粗粒堆積物を構成する粗粒物質の大部分は，上部蝦夷層群の堆積相にみられる水平的変化，構造運動の反映から判断すると，南西方ないし西南西方から供給されたと考えられる。かつ，それが急速な沈降の行なわれた東翼，とくにその南部に堆積したと推察される。このことは，空知背斜地域だけでなく，周辺とくに南方の幾春別背斜地域の状況も考慮に入れると，両地域の境界あたりにほゞ東西方向の曲隆帯が存在したことを暗示する。その曲隆帯は少なくともギリヤーク世古期後葉に出現し，その後も引続き存在し，古第三系石狩層群の石狩炭田の北部と南部とでの著しい堆積状況の差異をも導いた。

* 北海道支所

1. まえがき

石狩炭田空知背斜地域の白堊系については，今井半次郎[7]の古い研究があるだけで，その後ほとんど調査が行なわれなかつた。筆者はかつてこの地域の白堊系を調査し，白堊系，とくに上部蝦夷層群の堆積相が空知背斜の東西両翼において著しく異なることを指摘した[25]。その後田代修一[26]，高尾彰平[21]は石狩層群堆積当時石狩炭田中央部に東西方向の曲隆帯が存在したという見解を発表した。筆者はこの地域の白堊系の調査資料を再検討し，堆積相の解析から，白堊系の堆積を規制した構造運動と前記の曲隆帯との密接な地史的関連をみいだすことができた。

第1表　空知背斜東翼における白堊系の層序総括表

層序			層厚(m)	主要岩質	凝灰質岩	化石	主要（または多産）化石	対比	
函淵層群	上部	HE_3	160—80	ss, fs (gs)	A	R		ヘトナイ統	
	下部	HE_2	120—60	ss (c)	R				
上部蝦夷層群	月見層	HE_1	30	fs		C	*Inoceramus orientalis*	最上部亜階	浦河統
		UE_{11}	40—80	sm (gs)	R	A	*Gaudryceras tenuiliratam* *Inoc. naumanni*	上部階	
		UE_{10}	90—120	md (s, gs)	F	R A	*Inoc. japonicus*		
		UE_9	100—80	md, sm	F	F	*Inoc. japonicus*		
		UE_8	120—90	sm, md (s)	C	R A	*Mesopuzosia* *Inoc. uwajimensis*	下部階	
		UE_7	170	cg ss md / ss (gs) al	A	F	*Inoc. uwajimensis*		
		UE_6							
		UE_5	120—80	md, sm		F	*Inoc. uwajimensis*		
	真層群	UE_4	150	md, sm (s)	F	F A	*Tetragonites grabrus* *Mesopuzosia indopacifica* *Inoc. teshioensis* *Inoc. hobetsensis*	上部階	ギリヤーク統
		UE_3	110	md		R	*Scaphites planus*		
		UE_2	110—70	sm		R	*Inoc. hobetsensis*		
		UE_1	180—110	sm, al (s)	R	A	*Tragodesmoceroides subcostatus* *Desmoceras (Pseudouhligella) ezoanum* *Inoc. concentricus nipponicus*	下部階	
中部蝦夷層群	三笠層	TE_3	80—40	ss		C	*Desmoceras (pseudouhligella) japonicum*		宮古統
		TE_2	80—50	sm		C	*Calycoceras*		
		TE_1	140—90	ss	C	A R	*Inoc. concentricus nipponicus* *Desmoceras kossmati*		
	主部	ME_3	90—50	sm				最上部亜階	
		ME_2	120	al	R	R			
		ME_1	300+	sm				上部階(?)	

cg：礫岩　　gs：緑色砂岩
ss：砂岩　　c：石炭～炭質頁岩
fs：シルト質細砂岩～砂質シルト岩　　VA：極多
sm：砂質泥岩・シルト岩　　A：多
md：泥岩　　C：普通
al：砂岩泥岩細互層　　F：少
s：砂岩薄層ひんぱん　　R：稀

2. 地質のあらまし

北方に向かつて沈下する空知背斜を形成している白堊系は，平行不整合をもつて石狩層群に覆われ，中部蝦夷層群・上部蝦夷層群・函淵層群からなる。この地域（南方の隣接地域をも含める）の概略的な地質図を第1図に，白堊系の層序の概要を東西両翼にわけて第1・2表に示す。中部蝦夷層群は下限がみられないが，かなりの

第2表　空知背斜西翼における白堊系層序総括表

層序			層厚(m)	主要岩質	凝灰質岩	化石	主要（または多産）化石	対比	
函淵層群	上部	HW_3	30—40	ss, fs	C	R		ヘイトナ統	
	下部	HW_2	40—60	ss, cg	C				
上部蝦夷層群		HW_1	0—50	fs (gs)		C	*Polyptychoceras*	最上部亜階(?)	
		UW_7	80—90	sm, fs (s)	F	F	*Inoceramus naumanni*	上部亜階	浦河統
						A	*Inoc. japonicus*		
		UW_6	20—40	fs↔sm (gs)		VA	*Polyptychoceras* *Inoc. naumanni*		
		UW_5	40—50	md, sm		F	*Anagaudryceras yokoyamai*		
		UW_4	30—40	sm (gs)	R	A	*Inoc. japonicus* *Inoc. uwajimensis*	下部亜階	
		UW_3	40—50	fs↔sm (gs)	R	VA	*Baculites* *Inoc. uwajimensis*		
		UW_2	50—60	fs↔sm (gs)		F	*Inoc. uwajimensis*		
		UW_1 上部	30	fs (gs)		A	*Reesidites minimum* *Inoc. teshioensis*	上部階	ギリヤーク統
		UW_1 下部	40—60	fs↔sm		C	*Scaphites planus* *Inoc. teshioensis*		
						A			
中部蝦夷層群	三笠層	TW_3	110—140	ss, cg (c)		A	*Otoscaphites puerculus*	下部階	
					R		*Inoc. concentricus nipponicus*		
		TW_2	40—50	sm	R	C	*Inoc. yabei*		
		TW_1	60—80	ss, fs	F	A	*Desmoceras* (*Pseudouhligella*) cf. *japonicum*		
	主部	MW_5	70—80	sm	R			最上部亜階(?)	宮古統
		MW_4	150	al	F				
		MW_3	300	sm (s)	R			上部階(?)	
		MW_2	100—140	ss					
		MW_1	650+	al					

部分が現出している。東翼の上部蝦夷層群では，中部に挟在する月見層が特異な存在であり，これは岩相変化が著しく，東部相と西部層とで顕著な差異を示している。

なお構造相が東翼と西翼とで著しく異なる。東翼には南半部に小褶曲構造・抑揚構造が発達し，さらにNS方向の断層群が卓越する。西翼では西側にNW—SE方向の軸をもついくつかの副次的な半ドーム状・半ベーズン状構造とNS方向に配列し，かつNW—SE方向の断層群が顕著に発達する。

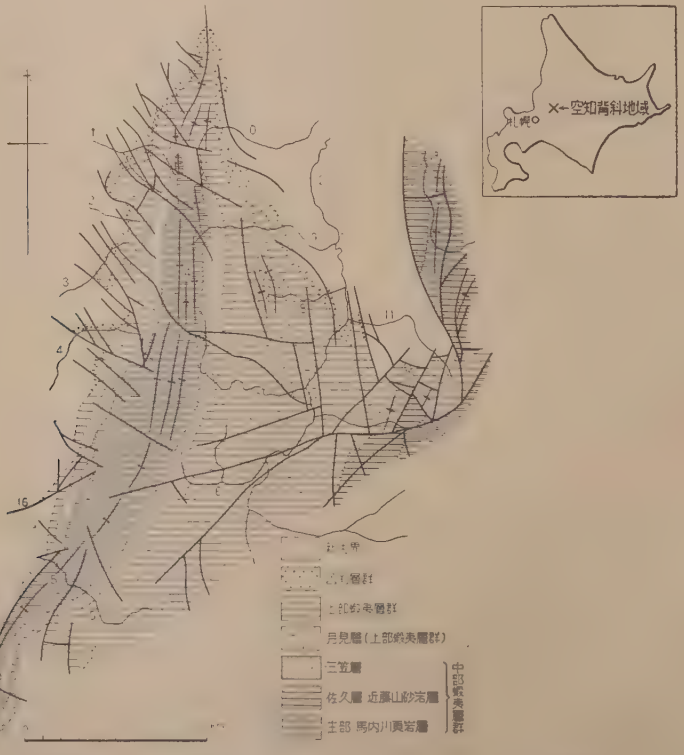
3.　上部蝦夷層群の堆積

3.1　堆積相の差異から決定される東西両翼の堆積盆地内で占める部位

まず上部蝦夷層群全般の堆積相（層厚・岩相・化石相）の東西両翼における差異を第3表に示す。このような差異のうち，いくつかのものは，西翼の方が東翼に較べ巨視的にみて堆積盆地（蝦夷地向斜）の西側の縁辺に近かつたことを示している。このことは，またギリヤーク統—浦河統における各階（または亜階）について，その厚さ，岩質組成（第2図）を較べても，西翼の地層の方が

第3表 空知背斜地域における上部蝦夷層群の堆積相の東西両翼における差異

	西 翼	東 翼
層 厚	薄 い	厚い (約3倍)
全体を通じての粒度	粗 い	細 か い
岩相の全体としての水平変化	大 き い	小 さ い
堆積物の組織	淘汰良くない	淘 汰 良 い
堆積物の構造	一般に無層理	層理(しばしば級化成層)・葉理発達
礫 (泥質礫岩・礫質泥岩)	ほとんどない	種々の層準にあり
緑 色 砂 岩	種々の層準に発達	特定の層準に限られ, 少ない
凝 灰 質 岩	少 な い	種々の層準に発達
石灰質団塊の分布密度	大 き い	大 き く な い
動物化石の産出密度	大 き い	大 き く な い
アンモナイト化石	正常型少なく, 異常型多い	正常型多く, 異常型少ない
植物化石・炭質物	多 い	少 な い



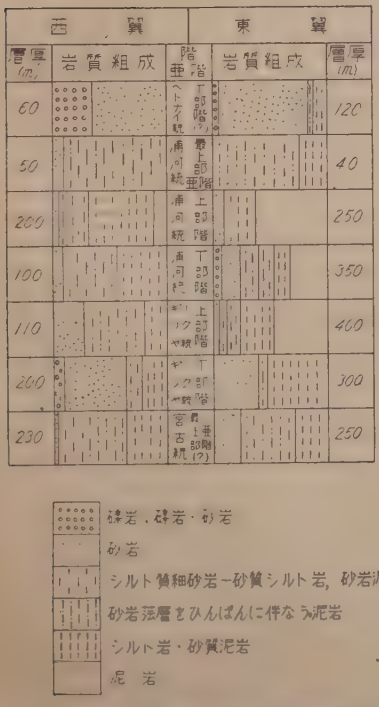
1. 下歌志内川
2. 奈 江 川
3. 奈井江川
4. 美 唄 川
5. 幾春別川
6. キムン芦別川
7. 幌子芦別川
8. 月 見 沢
9. 八 月 沢
10. 炭 山 川
11. サキベンベツ川
12. 芦 別 川
13. 野花南川
14. 空知背斜
15. 幾春別背斜
16. 奔別断層

第1図 空知背斜地域周辺の地質概略図

第4表　空知背斜地域の白亜系におけるアンモナイトの産出状況

アンモナイト				年代群	浦河統						ギリヤーク統			
殻の形態					最上部亜階		上部階		下部階		上部階		下部階	
	装飾	巻き方	螺環横断面		W	E	W	E	W	E	W	E	W	E
異常型	螺旋形～不規則形			Ⅶd			×		×		×	×		
	鉤状屈曲			Ⅶc					×	×	◎	○	×	
	鍵状～鎌状屈曲			Ⅶb	○	×	◎	○		×				×
	直線形			Ⅶa			×	×	◎		×	○		
正常型	滑～細	緩～密巻	円盤形	Ⅵ			×	×						×
	粗	緩巻	亜四角形，幅狭	Ⅴb				×			◎			
	粗	緩巻	亜四角形，幅広	Ⅴa			×		×		×	×		×
	中	緩巻	楕円～亜四角形	Ⅳ			×	×	×	○	○	○	×	×
	滑～細	密巻	楕円～亜四角形	Ⅲ			○	○	×	×	×	○	×	◎
	滑～細	緩巻	円～亜円形	Ⅱ		×	○	○	×		×	◎		
	滑～細	密巻	円～亜円形	Ⅰ	×									

E：東翼　W：西翼　◎：多　○：普通　•：少　×：稀



第2図　空知背斜地域の白亜系における階・亜階の厚さ，岩質組成

東翼の地層よりも一般に厚さが小さく，粗粒堆積物に富む点からも指摘される註1)。

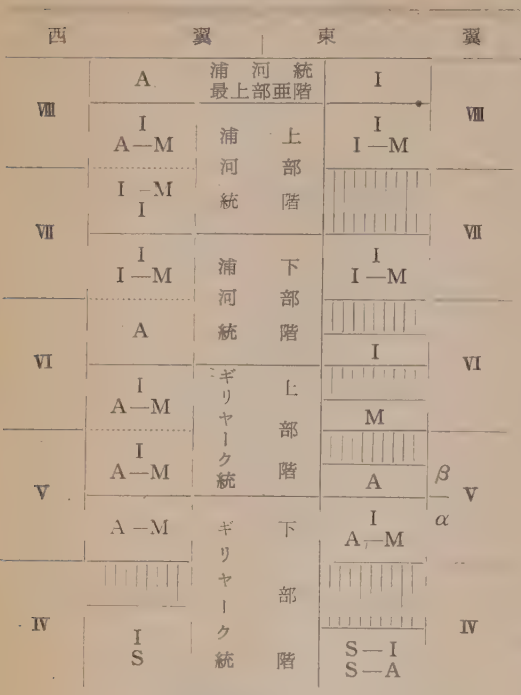
さらにギリヤーク統―浦河統におけるアンモナイト化石の産出状況（第4表）についてみると，各階（または亜階）ごとに東翼よりも西翼の方において相対的に浅い棲息環境を指示するようなものがより多く含まれている註2)。

例えば西翼には異常型のものが，東翼には正常型のものが優勢であり，さらに正常型のものでも，西翼に装飾が粗く螺環の膨らみの小さいものが，東翼には装飾が細かく螺環の膨らみの大きいものが優勢である。またギリ

註1)　東翼の浦河統下部階では，月見層のような粗粒堆積物の存在のために，西翼の場合よりも粗粒堆積物が全体として多い。このことは東翼で月見層以外の種々の層準に礫岩や礫質泥岩が介在することとともに，前述のような堆積環境の推定に矛盾するようである。しかしその意義については後述する。なお凝灰質岩の分布はこの場合とくに考慮する必要がない。

註2)　アンモナイトの棲息深度範囲は，多少の例外があるが，巨視的にみて正常型→異常型，またⅠ・Ⅱ・Ⅲ→Ⅳ・Ⅴa→Ⅴb＝b・Ⅵ・Ⅶa・Ⅶb＝b・Ⅶc・Ⅶd群の順に主範囲が相対的に深→浅になると考えられる。詳しくは別の機会に述べる。

第5表 空知背斜地域の白堊系における化石相の垂直的変化

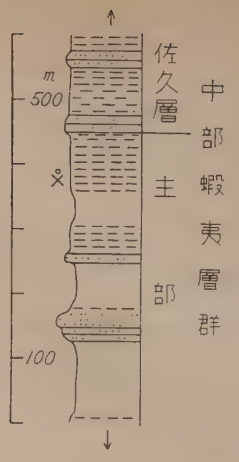


S：貝（おもに浅海棲）相
A：アンモナイト相
M：混合相
I：イノセラムス相
A－Mなど：混合相的な様相を示すアンモナイト相
|||：化石の産出少ないために化石相不明
α, β：堆積亜輪廻層

ヤーク統（下部階下部を除く）—浦河統におけるアンモナイトとイノセラムスとの相対的優占度に着目すると，西翼では東翼の場合と逆にアンモナイトの方がむしろ優勢である（第5表）。このことも次項で述べることからわかるように，西翼が東翼よりも全体として浅い環境にあつたことを示す。

要するに堆積相からみると，西翼の堆積環境が東翼の場合に較べて，より浅く，したがつて堆積盆地の縁辺により近かつたものと推察される。なおこのようなことは中部蝦夷層群・函淵層群（ヘトナイ統）の場合についてもいえることである[19)25)]註3)。

以上に述べた地域よりさらに東方の地域についてみると，ギリヤーク統下部階は野花南川流域においてより厚



第3図 野花南川中流のギリヤーク統下部階層序柱状図（凡例第7図参照）

く，かつ細粒となる（第3図）。この現象に調和して，空知背斜東翼と野花南川流域との間に位置するサキペンペツ川上流流域では，月見層の厚さが約 20 mに減少し，かつ上部蝦夷層群下半部にしばしば存在する礫岩・礫質泥岩がみられなくなる。したがつて，富良野地方[6)]の状況をも考慮に入れると，空知背斜地域付近における白堊系堆積盆地の見掛上最も沖合の部分は，少なくともギリヤーク世古期以後にはほぼNS方向をとつて野花南川流域あたり，ないしサキペンペツ川上流流域あたりを通つていたと推定される註4)。

3.2 堆積相の垂直的変化から推察される堆積環境の変遷

上部蝦夷層群だけでなく，中部蝦夷層群—函淵層群全体を通じて，岩相・化石相の垂直的変化には，ある単位の周期性が認められる。この周期性に基づいて，中部蝦夷層群—函淵層群を第6表のように12層の“堆積輪廻層”[28)]に区分することができる註5)。標式的な場合，このような堆積輪廻層の下半部を占める半輪廻層についてみると，（1）堆積物が下位から上位に向かつて粗粒から細粒になる。（2）葉理・層理が下部にしばしば発達するが，上位に向かつて次第に不明瞭となる。なお下部がとくに粗粒の場合はしばしば無層理であり，また交叉葉理・漣痕などがみられることもある。（3）植物化石の破片または炭質物の含有量が下位から上位に向かつて

註3) 石狩炭田の白堊系全般について，西側の方が堆積盆地の西縁に近かつたことはすでに指摘されている[5)14)22)]。

註4) ここでは，堆積盆地の見掛上最も沖合の部分では，地層は一般に最も細粒相に富み，かつ層厚が大きいと考えている。なお主夕張川流域[18)14)]，芦別川上流流域[29)]の状況からも，このような見掛上最も沖合の部分の位置が想定される。

第6表　空知背斜地域の白堊系における堆積輪廻層

西翼 北	西翼 南	堆積輪廻層	東翼 南北
		XII	g f e d c b a
		XI	HE_3
HW_3		X	
HW_2		IX	HE_2
HW_1 | UW_6		VIII	HE_1 | UE_{10}
UW_5 | UW_3		VII	UE_9 | UE_7
UW_2 | $UW_{1上部}$		VI	UE_6 | UE_4
$UW_{1下部}$ | $TW_{3上部}$		V	UE_3 | TE_3
$TW_{3下部}$ | TW_1		IV	TE_2 | $TE_{1上部}$
MW_5 | MW_4		III	$TE_{1下部}$ | ME_2
MW_3 | MW_2		II	ME_1
MW_1		I	

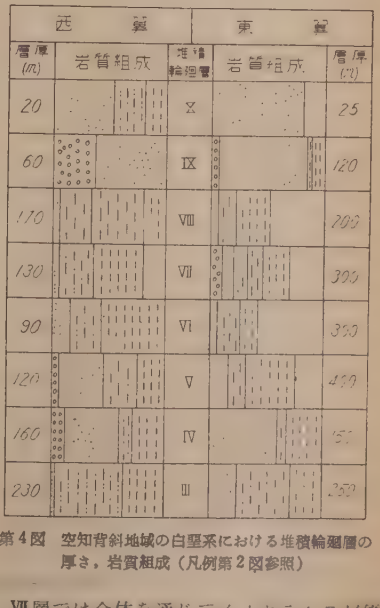
減少する．（4）大型動物化石は下半部に豊富である．（5）化石相の垂直的変化が認められる．すなわち下位から貝相(貝化石が優勢，以下同じ)・アンモナイト相・混合相(アンモナイトとイノセラムスとがほゞ同じ位)・イノセラムス相が順次に出現する（第5表）註6)，貝相の貝化石は主として浅海棲種であり，またアンモナイトの殻の形態が下位から上位に向かつて異なつていき，その順序は巨視的にみて異常型→正常型，または Vb・VI……VIId→……→ I・II・III群（註2 参照）である．（6）石灰質団塊が下半部に豊富である．（7）凝灰質岩が下半部に発達する．（8）緑色砂岩（すべてではないが，海緑石質のものが認められる）層が下部にみられるというような岩相・化石相の垂直的変化を示す．なお堆積輪廻層の最上部には石炭ないし炭質頁岩層が挟まれることがある．このような現象から判断すると，この場合の堆積輪廻層は堆積環境の相対的な浅→深→浅（または海進→海退）の変化を大局的に反映している．

次に第5表に示された個々の堆積輪廻層および階（または亜階）における化石相についてみると，東翼の場合に較べて西翼ではむしろアンモナイト相が卓越していることは，前述のような化石相の垂直的変化と堆積環境のそれとの関係から類推すると，西翼の方が絶えず相対的に浅い環境にあつたことを示す註7)．

要するに，全体としてみると東翼の方が西翼に較べて常に相対的に深かつたが，東西両翼とも浅→深→浅の環境変化を周期的に繰り返したと考えられる．

3.3　差別的沈降を生じた堆積環境と堆積運動との関係

こゝで東西両翼における個々の堆積輪廻層の厚さ・岩質組成を比較すると（第4図），III～VIII層の場合では，



第4図　空知背斜地域の白堊系における堆積輪廻層の厚さ，岩質組成（凡例第2図参照）

註5)　中部蝦夷層群 — 函淵層群を12層の堆積輪廻層に区分することは，北海道中軸帯全域（主としてその西側部）において一般に可能である．また12層のうち，若干のもの(たとえばIV—V，IX—XII層)はとくに中軸帯の北部と南部とで年代的位置を多少異にする．その意義については別の機会に述べる．またこゝにいう北部と南部との境界はほゞ旭川と留萌を結ぶ地帯にあたり，それを旭川—留萌線と名づける．なお東翼のV層はさらに小さい単位の2亜輪廻層から構成される．

註6)　VII層では全体を通じてイノセラムスが優勢であることは中軸帯全般について認められるが，しかし詳細にみると VII層でも本質的にこのような傾向が認められる．

堆積輪廻層の厚さは 100 m 内外よりみられるが，400 m 内外を超えることがなく註8)，各堆積輪廻層の厚さは一般に東翼の方で厚い。すなわち東翼は西翼よりも沈降が著しかつた。また両翼を通じて，Ⅳ・Ⅸ両層における粗粒岩の量比註9) が大きいことは明らかであり，これに対応してギリヤーク統下部階・ペトナイ統下部階（?）における粗粒岩の量比が，他の階のものに較べて大きい（第2図）ということがわかる註10)。なお東翼のⅦ層または浦河統下部階における粗粒岩の量比が，西翼の場合よりも大きいことは注目され，この点については後で述べる。

ところで第2図からわかるように，東西両翼での厚さの差異はギリヤーク統上部階および浦河統下部階において顕著であり，かつ前者の場合においてより大きいが，いずれも西翼における厚さは東翼におけるものの3割内外にすぎない。粗粒岩の量比の差異も，ギリヤーク統上部階において最大で，もちろん東翼よりも西翼の方で粗粒岩の量比がかなり大きい（三笠層の上部を含むためである）。浦河統下部階になると東翼の方が西翼の場合よりも粗粒比がかなり大きくなり，またかなりの礫岩・砂岩を含む。このような沈降量が大きい場合，東翼の相対的により深い環境に堆積したと推定される上部蝦夷層群中の種々の層準に，粗粒堆積物の発達する例は下記の通りである。

砂岩を基質とする円礫岩が，UE_4・UE_5 および月見層（UE_6—UE_7）（東部相・西部相とも）にみられる。泥質岩を基質とする円礫岩が UE_3・UE_5 と月見層の西部相とに存在し，月見層の西部相ではこの礫岩が最も顕著に発達し，しかも砂岩を基質とする礫岩よりもはるかに優勢である。また円礫を散点する泥岩は UE_2・UE_3・UE_5・月見層西部相に認められ，UE_2 には少ないが，後3者には多い。このように礫註11)は UE_2—UE_7（ギリヤーク統上部階—浦河統下部階中部）の全体にわたつて含まれ，しかも上位の地層に向かうほど多量になる。なお西翼では円礫が UW_1 上部（ギリヤーク統上部階）のみにきわめてまれに散点しているにすぎない。さらに細粒堆積物に注目すると，ギリヤーク統上部階—浦河統下部階を通じて東翼の方が西翼よりも全体としてより細粒であるが，礫の含有状況に似て中粒～粗粒砂岩はかえつて東翼の方に多く含まれている。この傾向はとくに月見層において顕著である。しかし，これらの砂岩には層理（しばしば級化成層）が発達し，偽層ないし交叉葉理が認められない。したがつて東翼の粗粒堆積物は堆積盆地の縁辺から離れた，むしろ相対的に深い環境に堆積したものであると考えなければならない註12)。

月見層の西部相は主として“沖合型”[8]の乱堆積（第5図）を示す地層からなり，級化成層を示す粗粒堆積物をも伴い，その東部相は砂岩を主体とし，しばしば級化成層を示す。このような粗粒物質の運搬はいわゆる乱泥流（turbidity current）の作用によつて説明されるであろう。そのうち月見層西部相の大部分やそれより下位の層準にみられる泥質礫岩・礫質泥岩は水中土石流（subaqueous mudflow）によつて運搬されたのであろう。

註7) 東翼におけるⅤ層の上部亜輪廻層（β）下部，またはギリヤーク統上部階の下部が，アンモナイト相であることは，この結論に矛盾するようである。しかし東翼のアンモナイト相ではⅢ群の*Tragodesmoceroides* が優勢であり，これに反して西翼の同層準では Ⅶc 群の *Otoscaphites* が優勢である。また東翼における若干の堆積輪廻層の上部は化石の産出が少ないために化石相が不明であるが，このこと自体は上部蝦夷層群の場合相対的に深い環境を反映していると考えられる。

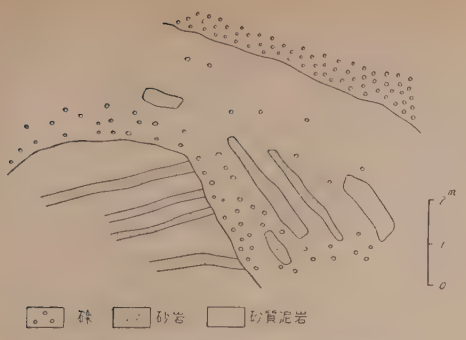
註8) 北海道中軸帯全域のⅠ—Ⅻ層を通じて，各層を粗粒堆積物の相対的に多いものと，少ないものとに2大別することができる。Ⅲ—Ⅷ層を通じて各層の厚さは，前者の場合では厚さの限界についてのこのような傾向が認められ，それに反して後者の場合では一般に 400 m 内外を超えるが，700 m 内外を超えない。Ⅸ—Ⅻ層の場合では，各層の厚さは粗粒堆積物が相対的に多いときは 300 m 内外を超えないが，逆の場合には 300 m 内外を超える。

註9) 粗粒岩の量比とは1つの地層を構成する堆積物全体において，粗粒のもの(砂岩・礫岩)が占める比率をいう。粗粒岩の量比の算定については，シルト質細砂岩～細砂質シルト岩および砂岩泥岩互層ないし細互層の場合，便宜上それぞれの半分を砂岩として取扱う。砂岩薄層をひんぱんに挟む泥岩（この場合厚さ1mごとに厚さ0.1mの砂岩を挟むものとする）については，これが問題とする地層全体の 20% を超える場合に，便宜上その10%が砂岩に換算される。凝灰岩は量的にみて僅かであるので，それが含まれる堆積岩に置換えられる。

註10) この傾向は北海道中軸帯南部について一般的に認められる。しかし中軸帯北部では，逆にⅣ層またはギリヤーク統下部階における粗粒岩の量比が相対的に小さく（実際にはきわめて小さく，Ⅸ層の代りにⅩ層の粗粒岩の量比が著しく大きい。

註11) 礫種には流紋岩・チャート・砂岩・安山岩などがあり，それらのうち流紋岩が最も多い。

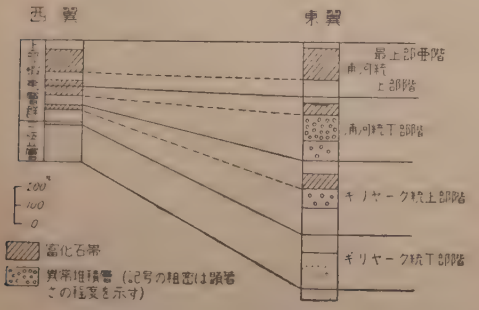
註12) 月見層の東部相 UE_7 に *Ostrea* のような瀕海—浅海棲貝化石がまれに含まれていることは，このような推論に対して必ずしも反証とはならない。



第5図　幌子声別川下流右岸の UE_{6-7} 西部相にみられる異常堆積

なお月見層の東部相が厚い粗粒堆積物からなることの原因の1つは，凝灰質物に富んでいることにも関連している。

以上に述べたことを総括すると（第6図），少なくとも，ギリヤーク世古期にはすでに東西両翼の間に差別的沈降および深度の差異が僅かながらもみられた。そして同世新期にはいつてからは，両翼の層厚が著しく違うことから推定される著しい差別的沈降と，粗粒岩の量比・化石相（とくにアンモナイトの分布状況―第4表）の顕著な差異から推定される深度の著しい差異とが現われた。これは西から東へ向かう海底面（堆積面）の傾斜の増大，すなわち海底斜面の形成を意味する。それに伴つて供給物質，とくに粗粒物質が元来堆積すべき堆積盆地の縁辺近くの場所（西翼）に堆積しないで，堆積盆地の沖合部の方に向かつて（東翼の方に向かつて）水平移動して堆積し，東翼に異常な粗粒物質をもたらしたと考えられる。なお東翼では，この急激に著しくなつた差別的沈降のほかにも，当然供給地域の隆起運動・供給物質の運搬営力の強弱などの諸要因に支配されて，粗粒物質が量（厚さ・拡がり）を増減しながら堆積したであろうが，これらの諸要因の影響が最も顕著になつた浦河世古期の中頃に，異常に莫大な粗粒物質が堆積した。この堆積物が月見層である。



第6図　空知背斜地域における上部蝦夷層群の堆積状況概念図

このような差別的沈降はその後弱くなつたが，しかし少なくとも浦河世古期の終りごろまで引続き行なわれた。同世新期になると，厚さが両翼であまり違わぬことから推察されるように，沈降はほゞ一様となり，かつ粗粒岩の量比・化石相，とくにアンモナイトの分布状況[註13]の類似から判断されるように，深度の差異も著しく減殺された。この浦河世新期，とくにその前葉（UE_9・UW_5の堆積時期）は，上部蝦夷層群中最も細粒であり，化石にも乏しく，またみられる化石相から判断しても，両翼を通じて最も深くなつた時期である。その後，浦河世末亜期においても，この一様な沈降状態が維持されたが，海域はむしろ次第に浅くなつて，ヘトナイ世の浅海状態に移行した。

以上のように，東翼と西翼とを較べて，東翼の上部蝦夷層群にひんぱんにみられる粗粒物質は，西翼の方向から供給されたものと考えたが，この点については次項で吟味しよう。

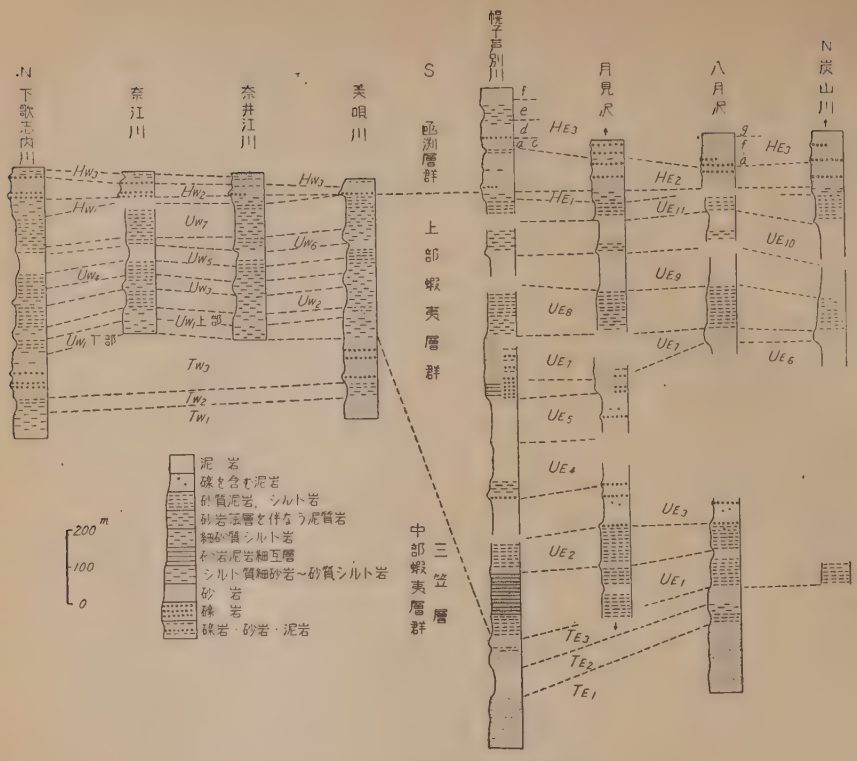
3.4　堆積相の水平的変化から推察される堆積環境の配置

空知背斜東西両翼の上部蝦夷層群における，堆積相の水平的（南北方向の）変化についてみると（第7図），まず東翼では粗粒堆積岩の発達が南ほど顕著である。すなわち UE_1 が南部で粗粒物質に富むと同時に厚くなる。

UE_1 より上位の種々の層準にみられる砂岩層および砂岩薄層を伴う泥質岩層は南部ほど発達する。このような現象に調和して，月見層（UE_6―UE_7）では，東部相の UE_7 の厚さが南部より北部に向かつて減少する[註14]。西翼では，本層群は全体として，またいくつかの細分層についても西側ほど，また南部ほどより粗粒となる。UW_1 最上部に礫がまれに含まれるのも南部（少なくとも美唄川）においてである。要するに，上部蝦夷層群は，両翼それぞれで北部よりも南部の方に，より粗粒の物質に富み，同時に大型動物化石・石灰質団塊が多量になる[19]。したがつて，両翼を通じて南部の方がより浅い環境を示し，したがつて南方の供給源により近かつたことにな

註13)　浦河世新期の Ⅶb 群のうち最も優勢な Polyptychoceras の棲息深度主範囲は，この属の生存期間のうち，この時期では Ⅲ群の場合に似ていたと考えられる。

註14)　月見層の西部相が北部に存在するか否かについては，地層の現出状態からは不明である。しかし後述するような上部蝦夷層群の堆積についての推論から，月見層西部相が元来北部に堆積しなかつたと考えられる。



第7図　空知背斜地域における上部蝦夷層群の層序柱状図
（幌子芦別川・月見沢における UE 6-7 の右側の部分は西部相を示す。
美唄川・奈井江川における Uw 7 の右側の部分は西部の場合を示す。）

る。

しかし，前述のような上部蝦夷層群の堆積相の水平的変化の考察は，現在みられる地層の分布に基づいており，あくまで見掛上のものである。堆積当時における堆積相の水平的変化の状況を，具体的に把握するためには，当然地層の分布を変形以前のものに復元して考察すべきである。この場合，現在みられる構造要素（とくに褶曲構造）が全く後生変形に基づくものと仮定する（地層の堆積期間中に形成されつつあつたかも知れないが[15]，これについての考慮はこの地域では実際としてほとんど必要がない。）。空知背斜の北方に向かつて沈下する主軸を水平に戻し，それを軸として東西両翼それぞれを展開すると，西翼の現在みられるＮＮＥ—ＳＳＷ方向の地層分布は，ほぼＮ—Ｓ方向をとるようになる。したがつて西翼における南部→北部の浅→深，または南方の供給地域に近い→遠いの堆積環境の変化は，むしろ南の方が北よりも浅く，かつ西側の供給地域に近いことを反映していると解釈される。すなわち上部蝦夷層群堆積当時における堆積盆地の西側の海岸線は，大局的にみて ＮＮＷ—ＳＳＥ方向をとつていたと推定される。したがつて，東翼についても堆積環境の配置は大局的にはこのような方向を示したであろう。すなわち東翼の上部蝦夷層群下半部中にみられる，前述のような粗粒物質は，西方よりやや南方にふれた方向から供給されたと考えるべきである。

なお，このように巨視的にみて，当時の海岸線にほぼ平行に配置していたと考えられる堆積環境の延びの方向が，現在みられる地層の分布，または構造要素（とくに大規模な褶曲構造，すなわち空知背斜）の巨視的な方向と斜交していたという結論は，空知背斜の南方延長にあたる幾春別背斜地域[5)13)14)29)]についてみても註15)，なお明らかである。幾春別背斜東翼の三笠層・上部蝦夷層群は，堆積相に関して空知背斜西翼のそれらに類似し，幾春別背斜西翼の三笠層はその東翼のものよりも西側にくる粗粒相（偽層が発達する）である。

註15)　空知背斜と幾春別背斜との境界は，この場合ほぼ奔別断層の西方延長にあたるとみなす。

またこゝで次期の函淵層群堆積当時の海岸線の方向を考察しよう。西翼の本層群下部（Hw_2）についてみると，南から北に向かつて沈降量を増し，粗粒となり，礫岩が厚く発達するようになり（第7図），かつ礫は全体として大きく（しばしば人頭大），淘汰不良となる。このような現象は本層群下部の堆積環境（主として瀕海性）から，また後述するように，函淵層群堆積後南部ほど隆起性を示した（削剝量がより大きい）ことをも考慮に入れると，北方ほど地形が急峻であつたともいえるであろうが，本質的には北方ほど供給地に近かつたことを暗示するであろう。すなわち函淵層群下部の堆積当時，堆積盆地の西側の海岸線は，上部蝦夷層群堆積当時と異なつて，巨視的にはＮＮＥ—ＳＳＷ方向をとつていたと推察される。このような海岸線の方向にみられる変化は，函淵層群堆積当時の海岸線が上部蝦夷層群堆積時期の場合よりも東方に向かつて後退し，しかも北方ほどより大きく後退したことを暗示する。

なお空知背斜地域の上部蝦夷層群における堆積相の水平的変化に関連して，同背斜東翼南方に位置するキムン芦別川流域，その北東方付近[29]の状況について述べる。この地域ではおゝむね上部蝦夷層群の下部層（この場合下部層と上部層との間に月見層がおかれている。ほゞギリヤーク統上部階—浦河統下部階に対比される）が分布している。この地層は，岩相的層序の詳細がわからないが，空知背斜東翼の南部における地層に類似し，砂岩泥岩互層を少なからず挟み，礫岩を伴う。しかしこの地域では月見層西部相がすでに消滅している。また前述のような粗粒岩相も，さらに月見層東部相も，この地域付近より南方・東方（芦別川上流流域）では消滅している。すなわちこの地域が沖合部における粗粒堆積物の顕著な分布範囲の南限である。したがつて，こゝではそのような粗粒物質は南方から供給されたものでないことを示している。

以上に述べたような空知背斜両翼それぞれにおける上部蝦夷層群の堆積相にみられる水平的変化，およびキムン芦別川流域付近における状況から判断される限りでは，結論として空知背斜東翼，とくにその南部における少なくともギリヤーク統下部階上部—浦河統下部階の粗粒物質の大部分は，乱泥流・水中土石流によつて南西ないし西南西方向から供給されたと推察される。

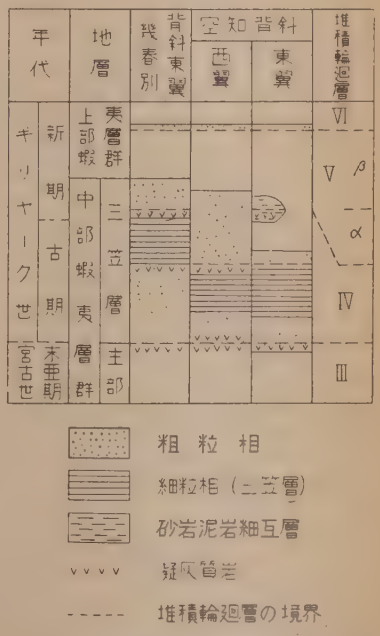
また粗粒物質の運搬営力（乱泥流・水中土石流）は，第6，7図からわかるように，大局的にみるとギリヤーク世古期後葉（UE_1 中部）・ギリヤーク世新期（UE_1 上部—UE_4）・浦河世古期（UE_5—UE_7）の年代順に次第に強くなり，粗粒堆積物は粒度を増すと同時に北方に向かつて分布を拡げ，浦河世古期（UE_6—UE_7）には絶頂に達している。これらの粗粒堆積物のうち，乱堆積を示すものは堆積輪廻の末期ないし初期に生成され，このことは多量の粗粒物質の供給をもたらした供給地域の隆起を暗示する。

3.5 堆積を規制した構造運動と古地形

こゝでは，空知背斜東翼の上部蝦夷層群下半部，月見層にみられる粗粒物質についての前述のような供給方向を，構造運動（地盤運動）・古地形などの点から吟味してみる。

3.5.1 構造運動

空知背斜両翼および南方の幾春別背斜東翼における三笠層を中心とした地層の層相変化と堆積輪廻との関係を第8図に示す[註16]。三笠層の下限によつて示される堆積輪廻の開始時期は，3地域を通じてほゞ同時である。空知背斜両翼を通じて，ギリヤーク世古期の前—中葉の堆積相は基本的に類似し，同期の中—後葉の間に新しい堆積輪廻の開始が認められる。しかし幾春別背斜東翼では，



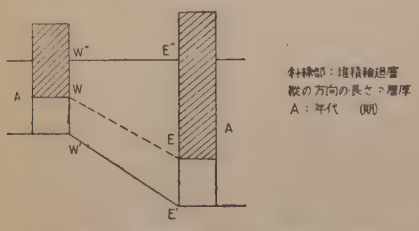
第8図　空知背斜地域周辺における三笠層を中心とする地層の層相変化と堆積輪廻層との関係

註16)　第8図では岩相の年代的分布範囲，年代的位置，年代区分の境界，堆積輪廻層の境界および凝灰質岩の年代的位置は，地層の堆積速度をある程度考慮したうえで概略的に示されている。なぜなら実際にはこれらを厳密に決定することは困難である。

堆積輪廻が明らかに空知背斜地域の場合よりも遅れてギリヤーク世新期の初葉に始まつた。幾春別におけるこの輪廻を生成した構造運動は，堆積環境を異にした空知背斜東翼，とくにその南部にも反映され，そこでは局地的亜輪廻の発生を導いた。したがつて，空知背斜東翼，とくにその南部は，宮古世末亜期（当然同世新期を含む）—ギリヤーク世古期前葉を通じては，西翼・幾春別背斜東翼（西翼をも含む）の両方と，同期中葉では空知背斜西翼と同一の構造運動に支配されたと考えられる。ギリヤーク世古期後葉になると，空知背斜東翼，とくにその南部は幾春別背斜東翼と同一の構造運動に支配され，このような状況が少なくとも浦河世古期中葉まで及んでいる。浦河世古期後葉以降になると，3地域における堆積は大局的には同一の構造運動に規定されたと考えられる。

以上のようなことを指摘できるのは，1堆積盆地内の数地域で異なつた構造運動（地盤運動）が起こつている場合，同一の運動が行なわれた地域については，堆積環境，例えば海岸線からの距離・深度が異なつていても，供給地域における構造運動の同時性が，堆積物にも反映されていると解釈されるからである。したがつて，空知背斜東翼，とくにその南部における少なくともギリヤーク世古期後葉—浦河世古期中葉の粗粒物質の大部分をもたらした供給地域は，この地域と幾春別地域とを結ぶ南西ないし西南西の方向に存在したと考えられる。

なお以上のような構造運動が，どの地域で同じであつたかという推論を，構造運動の詳細な時期，とくに堆積輪廻の開始時期の同時性の点から吟味してみる。V—VIII層に示される個々の堆積輪廻の開始時期が，空知背斜の東西両翼を通じて同一の年代（期）内にあつても，はたして同一時期を示しているかどうかを知るために，次の方法をとつてみる（第9図）。任意の地層が上下を通じて均一な岩相からなる場合，その堆積速度が巨視的にみて均一であつたと仮定することができよう。Aという任意の地質学的期間（この場合は期）内における1堆積輪廻の開始時期は，例えば東翼の場合（E）はE′—Eの厚さ／E′—E″の厚さによつて示しうる註17)。さて空知背斜地域の場合，このような前提条件を満しうる堆積輪廻層はVI，VIII層である。堆積状況がより著しく異なつていたと推定される空知背斜両翼それぞれの南部について，これらの堆積輪廻層の堆積開始時期をみると，VI層の場合東翼では 0.65，西翼では 0.75 となつて，時期に若干のずれを示すが，VIII層の場合 東翼では 0.43，西翼では



第9図　堆積輪廻層・年代・層厚の相互関係

註17)　ある地質学的期間の長さが，その期間内に堆積した地層の厚さに比例すると仮定することには吟味が必要である。任意の地質学的期間に堆積した地層の厚さは，おもに堆積速度，孔隙率の函数である。堆積速度は根本的に堆積環境・堆積過程に，孔隙率は根本的に続成過程における圧縮に規定される。また圧縮度は均一な岩相からなる地層においても，時代の新旧・構造的変形の程度によつて異なる。しかしこゝで取扱うような均一な岩相からなり階の単位を示す地層に関する限りでは，堆積速度，孔隙率は大局的にみて一定であつたとみなすことができるであろう。さらに堆積速度・圧縮度は泥質堆積物と砂質堆積物とで著しく異なる。したがつてE′—E″（W′—W″）における粗粒岩の量比とE′—E（W″—W）におけるそれとが同じであることが望ましく，西翼のギリヤーク統上部階は，たとえ最下部が粗粒堆積物からなるが，この條件を比較的満している。

註18)　厚さが両翼で著しく異なるVI層の堆積開始時期が，両翼で異なり，しかも厚い場合では開始時期が早くなり，他方厚さが両翼を通じてあまり異ならないVIII層のそれが両翼を通じてほとんど同じである。この場合開始時期の数値における差については当然階・堆積輪廻層それぞれの境界・地層の厚さの決定における誤差を考慮すべきである。しかし堆積輪廻層の堆積開始時期と厚さ（またはその輪廻層の堆積開始が行なわれている年代の地層一階の厚さ）との間にこのような相関関係があることは，中軸帯全域にわたつて少なくとも若干の堆積輪廻層についても指摘される。しかも実際に1堆積輪廻層の堆積開始時期を表わす数値の差は最大0.25～0.15内外で，一定の方向に増減する傾向を示すことが少なくない。このようなことは，中軸帯の白聖系の堆積を規定した地質的背景を考慮に入れ，数値の差の段階性に注目すると，あながち誤差に基づくものではないと考えられる。さらにもし堆積輪廻の開始時期が同一であると仮定すると，堆積輪廻層の下半部（沈降的または海進的性格をもつ）の堆積速度が，厚い輪廻層では薄い場合に較べてより大きかつたであろう。しかし中軸帯の白聖系の堆積に影響を与えた構造運動（たとえば個々の堆積輪廻を生成した運動）が，全域を通じて同時に行なわれたというよりは，むしろ個々の地域ごとに時期を多少異にして行なわれたと考える方が自然であろう。

0.44となつてほとんど同一時期を示す。このことはVI層，したがつてギリヤーク統上部階が東翼と西翼とでは同一の構造運動の支配を受けず，VII層，したがつて浦河統上部階の場合は両翼を通じて同一の構造運動に支配されたことを意味していると考えられ，前述の結論とよく符合する註18)。

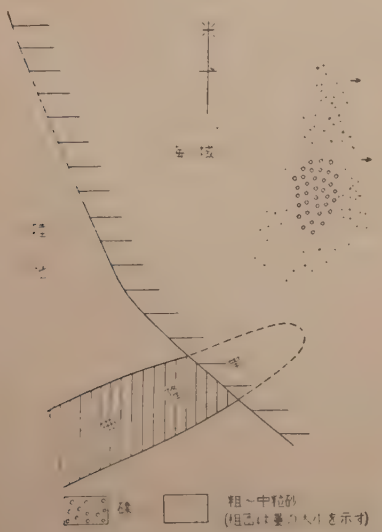
またこのような結論は，第8図に示される凝灰質岩の水平的分布状況，浦河世古期の凝灰質岩が西翼にほとんど存在しないで，東翼・幾春別地域において少なからず含まれ，しかも東翼では南部ほど発達すること，および浦河世新期になると凝灰質岩が3地域を通じて認められることとともよく一致する。

3.5.2 古地形

前述のように，空知背斜東翼，とくにその南部の粗粒物質は乱泥流・水中土石流により傾斜の急な海底上を移動して，沖合の深い場所に堆積したものと考えられるものであり，上部蝦夷層群堆積当時の堆積盆地の西側の海岸線は，大局的にはNNW—SSE方向をとつていたと推定した。また終局的には新第三紀の造構造運動に関連した東方からの側圧によつて生じた空知背斜—幾春別背斜が，白堊系堆積盆地の巨視的な延びの方向と斜交する方向をとり，かつ南方ほど，すなわち幾春別背斜の方向がより西方に偏倚している。このことを考慮したうえで，地層の変形以前の状態に復元すると，三笠層・上部蝦夷層群の空知背斜西翼・幾春別背斜東翼を通じて類似した堆積相に反映しているその当時の同じ條件の，堆積環境の配置方向は，両背斜の境界あたりを横断するところでは，巨視的にみるとむしろNW—SE方向をとつていたと推定される註19)。

以上に述べたような，空知背斜地域周辺の上部蝦夷層群堆積当時の海岸線の方向，本層群中における粗粒堆積物の水平的分布の状況から，第10図に示されるような，ほゞ東西方向の曲隆帯（当然同方向の陸上山脈も）の存在が推定される。この曲隆帯は現在の峰延山脈ないし奔別断層が通るあたりに位置し，かつその沖合へ向かう先端は，せいぜい現在のキムン芦別川上流あたりまでにあつたと考えられる。またこの曲隆帯の位置は，北部の空知炭田と南部の夕張炭田とで，石狩層群の堆積状況の著しい差異を生じたほゞ東西方向の曲隆帯[21)26)]の位置にほぼ相当する。

さらに上部蝦夷層群の堆積に関連して，函淵層群の石狩層群堆積前における削剝状態についてみると（第6表，第7図），東翼ではXII層が存在するが，南部でより多く削剝されている。西翼ではXII層が削剝しつくされ註20)，しかも南部では削剝が著しくXI層さえもが分布せず，この傾向はさらに南方に向かうほど次第に顕著になり，ついに幾春別背斜西翼では削剝が三笠層の上部にも及ぶようになる。このことは白堊系堆積後空知背斜地域が大局的には南方ほど隆起したことを意味する。すなわち空知背斜西翼の南部が，少なくともギリヤーク世古期後葉以後石狩層群堆積前まで，絶えず隆起性を示したという構造環境にあつた。



第10図　空知背斜地域の月見層堆積時期における古地形および底質（主として月見層に関連する粗粒破屑物）分布概念図

これまでに述べたことから結論として次のようなことがいえる。空知背斜東翼，とくにその南部の上部蝦夷層群下部層および月見層にみられる粗粒物質の大部分は，この地域が幾春別地域と同一の構造運動（地盤運動）を受けた時期に，幾春別地域の方向から，すなわち南西ないし西南西方から乱泥流・水中土石流によつて供給された。乱泥流・水中土石流は海底に急斜面が生じたときに，また供給地域の急上昇にさいして起こつた。このような

註19)　キムン芦別川上流の上部蝦夷層群下部層中に，緑色砂岩が少しみられることは[29)]，空知背斜西翼や幾春別背斜東翼における場合と多少似ている。このような現象はキムン芦別川上流が両背斜軸の境界あたりの位置に近接していることに基づく。

註20)　厳密にいうとXII層がこゝで堆積したか否かは不明である。しかしこの地域の南方の函淵・登川の函淵層群には，XII層までが現出しているので，西翼でも元来XII層が堆積したとみなしてもよい。

ことはこの地域の南西ないし西南西方にほゞ東西方向の曲隆帯が存在したことと関連がある。すなわちこの曲隆帯が少なくともギリヤーク世古期後葉に発生してから，乱泥流・水中土石流は漸次激しくなり，浦河世古期中葉には絶頂に達した。なおこれらの要因がその後白堊紀末にかけてきわめて弱くなつてもこの曲隆帯は存続し，白堊紀後，少なくとも古第三系石狩層群堆積期間を通じて上昇を続け，同層群の石狩炭田の北部と南部における著しい堆積状況の差異を導いた。

4. あとがき

空知背斜地域の白堊系の堆積を，堆積相の巨視的な解析に基づいて推論した。しかしこの推論がより妥当性を得るためには，粗粒堆積物の詳しい観察，堆積物に特殊な堆積構造が認められるならば，その方向性，さらに堆積物そのものの研究—粒度分析，岩石学的研究—などに基づく考察が必要とされる。

最後に小論を草するにあたつて，松本達郎・斉藤林次両教授・田代修一博士・前田保夫氏に深く感謝する。

(昭和 26 年 10 月調査)

文 献

1) Crowell, J. C. : Origin of pebbly mudstones, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 68, No. 8, 1958

2) Elias, M. K. : Depth of deposition of the big blue (late Paleozoic) sediments in Kansas, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 48, 1937

3) 藤原健一：砕屑堆積層の層厚について，地質調査所月報，Vol. 5, No. 4, 1954

4) 藤原健一・生越忠：月吉凝灰質砂岩層の堆積速度について，石油技術協会誌，Vol. 20, No. 6, 1955

5) 深田淳夫他 3 名：幾春別川流域の白堊系，北海道地質要報，No. 22, 1953

6) 橋本 亙：5 万分の 1 地質図幅および同説明書「下富良野」，北海道開発庁，1955

7) 今井半次郎：石狩炭田における白堊紀層と夾炭第三紀層（石狩統）との層位的関係（1）～（5），地質学雑誌，Vol. 31, No. 364～370, 1924

8) 小池 清：いわゆる層間異常の地史的意義について，地質学雑誌，Vol. 61, No. 723, 1955

9) Kuenen, Ph. H. & Carozzi, A. : Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of Alps, Jour. Geol., Vol. 61, No. 4, 1953

10) Kuenen, Ph. H. & Menard, H. W. : Turbidity currents, graded and non-graded deposits, Jour. Sedim. Petrol., Vol. 22, No. 2, 1952

11) Kuenen, Ph. H. & Migliorini, C. I. : Turbidity currents as a cause of graded bedding, Jour. Geol., Vol. 58, No. 2, 1950

12) Kummel, B. & Lloyd, R. M. : Experiments on relative streamlining of coiled cephalopod shells, Jour. Paleont, Vol. 29, No. 1, 1955

13) Matsumoto, T. : Fundamentals in the Cretaceous stratigraphy of Japan, Mem. Fac. Sci. Kyushu Imp. Univ., Ser. D, Vol. 1, No. 3, Vol. 2, No. 1, 1942～1943

14) Matsumoto, T. : The Cretaceous system in Japanese Islands, Jap. Soc. Prom. Sci. Tokyo, 1953

15) 小笠原謙三：空知炭田北部における石狩層群基底の不整合に就て，新生代の研究，No. 17, 1953

16) Pettijohn, F. J. : Turbidity current and graywacke : a discussion, Jour. Geol., Vol. 58, No. 2, 1950

17) 佐々保雄・橋本亙他：20 万分の 1 北海道地質図，北海道地下資源調査所，1953

18) Scott, G. : Palaeoecological factors controlling the distribution and mode of life of Cretaceous ammonoids in the Texas area, Jour. Paleont, Vol. 14, No. 4, 1940

19) 清水 勇・田中啓策・今井 功：5 万分の 1 地質図幅および同説明書，「上芦別」，北海道開発庁，1953

20) Soc. Ecol. Pal. Min. : Turbidity currents (a symposium), Spec. Publ., No. 2, 1951

21) 高尾彰平：石狩炭田（特に夕張炭田）に於ける

幌内層の層序と地質構造に関する研究，石炭地質研究，第2集，北海道炭礦技術協会，1952

22) 竹田秀蔵・橋本　亙：北海道白堊系の時代区分および地史の新解釈，石油技術協会誌，Vol. 14, No. 4, 1949

23) 田中啓策：北海道中軸帯の中部—上部蝦夷層群（演旨），地質学雑誌，Vol. 62, No. 730, 1956

24) 田中啓策：5万分の1地質図幅および同説明書，上猿払(未刊)，地質調査所

25) 田中啓策・今井　功：北海道空知郡芦別川流域の白堊系（演旨），地質学雑誌，Vol. 58, No. 656, 1952

26) 田代修一：石狩炭田の地質構造に関する一考察，石炭地質研究，第1集，北海道炭礦技術協会，1951

27) Trueman, A. E. : The ammonite body-chamber, with special reference to the buoyancy and mode of life of the living ammonite, Quart. Jour. Geol. Soc., Vol. 96, 1941

28) 対馬坤六他3名：5万分の1地質図幅および同説明書，達布，地質調査所，1958

29) 吉田　尚・神戸信和：5万分の1地質図幅および同説明書，幾春別岳，北海道開発庁，1955

550.8：627.8 (523.4)

仁淀川水系電源開発ダム地点土木地質調査報告

尾原　信彦*

Report on the Engineering Geology of the Proposed Dam Sites for Hydro-power along the River Niyodo, Shikoku Island

by
Nobuhiko Obara

Abstract

The renewable plan to exploit 300,000 kW of hydropower potential by building the seven dams along the main stream of the river Niyodo is proceeding. The writer attempted to observe the dam sites from the standpoint of engineering geology. A precise investigation is required towards the three dams, the altitudes of which exceed 80 m above the river bed.

Naose dam (86 m): The site occupies a gorge composed of a crystalline schist. A single fractured belt caused by a fault is found there. It is recommended to avoid the belt by shifting the direction of dam center.

Gōkaku dam (88 m): The site occupies a ravine composed of Paleozoic quartzite which shows an anticlinal structure. Geologic condition is quite favourable to design an arch dam.

Odo dam (80 m): The site resides in the deep valley of the middle stream of the Niyodo, which incises an anticlinal structure of Paleozoic formation consisting of schalstein, graywacke clayslate, etc. A larger fault line with a fractured belt passes through along the right bank. The site is not fit for constructing a gravity dam or hollow dam.

Therefore a rockfill dam is recommended as the most favourable design.

The writer also determined the relationship between building materials for dam construction and the dam site.

要　旨

仁淀川水系は水路式発電所による約6万kWの開発か，一応済んでいるが，新たにダム式発電所に改め，雨季の水を貯えて，包蔵水力を無駄なく利用し，一挙に30万kWの新規開発を行なう計画が進められている。そしてこの計画中に含まれる7カ所のダム地点の地質調査が要望された。

筆者はそれらのうち堤高が80 mを超える重要堰堤，すなわち直瀬（なおせ）・郷角（ごうかく）・大渡（おおど）の3カ所に重点をおいて詳細な地質調査を行ない，残りの4カ所の低堰堤にも視察踏査を試みた。重要3地点の調査成果は概要次の通りである。

直瀬地点は結晶片岩からなる所であり，河身を斜めに切る断層破砕帯の処理について，ダム中心線を振ることによつて解決できる旨の勤告を行なつた。

郷角地点はアーチダムが予定されているので，アーチ作用の掛かるアバットと，背斜構造を内蔵するチャートの岩盤との関係について検討を行なつた。なお右岸にあるキレット状鞍部には断層の存在しないことを確認したうえ，この地形を洪水吐の敷地に利用することの有利性を提案した。

大渡地点はシャールスタイン・砂岩粘板岩互層・チャート薄層などからなる背斜構造の箇所であるが，右岸川沿いに大きな断層破砕帯が通るので，重力ダム・ホローダムの建設には不適格である旨を指摘し，代替地がなければロックフィルダムへの設計替えを提案・推奨した。そのためには予定中心線を130 m上流側に移せば，右岸満水位付近に洪水吐に適する地質，地形をもつた場所の存することを指示した。なおロックフィルダム建設のために必要な，大量の石材を産出する原石山の所在を探し求め，6～9 km以内に純粋な硬砂岩の産地をみつけて明示しておいた。

* 地質部

第1図　仁淀川水系開発計画図

1. 第4次包蔵水力調査における仁淀川水系新規開発計画の概要

仁淀川水系既設発電所の総出力57,870kWに対し，大容量貯水池地点の開発を目指す第4次包蔵水力調査の仁淀川新規開発計画は，第1図に図示したように，総出力を30万kWに引上げ，年間8億8,500万kWh の電力量確保を達成しようとするものである。

すなわち仁淀川の上流部にあたる面河川流域では，直瀬川のやゝ上流に堤高106mのダムを設け，この池の水を蕨打（出力50,000 kW）まで導く。次に面河川本流に堤高43 mの中黒岩ダムを設け，直瀬貯水池の放水はこの池に入るように設計され，川前発電所に送られ，後述する黒川流域の水と合わせて，66,000 kW の発電を行なう。

支流黒川流域では，その水源に近い桶小屋付近に，堤高75 mのダム（黒川貯水池）を設け，その水を郷角に導いて発電（出力47,000kW）させ，その放水は川前に送られ，中黒岩貯水池からの水と合わせたうえ，面河川の河床に落される。

面河川・黒川が合流して東流する仁淀川中流部では，川之内付近に堤高30 mのダムを造つて，川前発電所の放水を受け，その水を3 kmの水路で岩屋発電所（出力30,000 kW）に繋ぐ。次に高知県側に入つて，大渡に堤高80 mのダムを設け，この貯水池の水は1 km たらず下流の新仁淀川発電所（出力67,000 kW）に落す。さらに下流にできる新加枝発電所（出力33,500 kW）は，水路式が予定されている。

以上が第4次水調の理想案であるが，これに対して現実的な修正が次のように考慮されている。

1）面河川の直瀬ダムの満水位標高は，原案では550 mであるが，水没補償戸数236の半減をはかる530 m満水位案の方が実現性が濃く，また中黒岩貯水池の満水位も，400 mの原案に対し，水没戸数200戸を30戸に減らす380 m案の方が有力である。したがつて両地点とも堤高は20 mだけ低くなることになろう。なお中黒岩の比較地点として，その下流4 kmにある藤社地点が考慮されている。

2）黒川流域における第4次水調案に対し，まだ新しい第五黒川発電所（建設年度昭和26年）を残して利用する別案が準備されている。郷角地点に堤高88 mのアーチダムを築造し，黒川溪谷に郷角貯水池を満え，この水は川前まで送られ，こゝから単独に面河川の河床に落して，62,000 kW の電力を起こす案が実現しそうである。

3）また仁淀川中流の新仁淀川発電所から新加枝発電所までの水路の代りに，相能に高さ32.5 m のダムを拵え，水路延長の半減をはかる計画がある。

2. 地質調査を必要とするダム予定地点について

まず上流部では直瀬ダム，次で中黒岩ダム，ならびにその比較地点藤社ダムの3カ所であり，次に黒川流域では桶小屋と郷角の両ダム地点となるが，桶小屋ダム地点の地質調査は昭和28年度に林昇一郎の手で済まされている[1]ので，筆者は郷角ダム地点の調査のみを実施した。仁淀川中流部では，川之内ダム地点・大渡ダム地点・相能ダム地点の3カ所が地質調査を要するものである。

以上7ダム地点のうち，直瀬・郷角・大渡の3カ所は，いずれも80 m以上の堤高をもつ第一級の高堰堤が建設されるのであるから，これら3地点に重点をおいて地質調査を試み，他方中黒岩・藤社・川之内・相能の4カ所は視察程度の踏査を行なつたにすぎない。

仁淀川中流部と黒川流域と面河川末端部とは，御荷鉾構造線と仏像構造線とに挟まれた秩父古生層卓越地帯に入るので[2]，相能・大渡・川之内・郷角・藤社の各ダムサイトには硬砂岩・チャート・シャールスタインなどが露出する。面河川流域大半は，御荷鉾線以北の長瀞系地帯を占め，中黒岩・直瀬の両地点には結晶片岩が現われる。

3. 直瀬ダム地点

3.1 地質概要

このダムサイトはあまり險しくないので，谷斜面は厚い風化土壌に覆われ，所により崖錐の堆溜も見られ，ただ谷底と稜線とに近づくにしたがい岩盤の良好な露出が著しくなる。

こゝは主として中程度の熱動力変成作用を受けた古期の緑色片岩により構成され，部分的には石英片岩・黒色片岩の薄層が挟在されている。この片岩類の上盤は，非常に長い地質年代の間隙を隔てた新期の礫岩層（第三紀層）であるが，その分布区域はダムサイトの西方から南西方にある山地を占めている。以上こゝに現われる岩類を記述する。

緑色片岩： 当地点では，緑灰色または暗緑色の比較的硬質のものが優勢で，主成分として緑簾石・緑泥石が含まれているほか，やゝ石英粒に富み，とくに凝灰質の相貌を残している箇所は，はなはだしく堅硬であつた。

石英質片岩： 褐灰色ないし灰白色を呈し，再結晶した石英が含まれ，部分的に赤鉄鉱を含む層準があり，これは古生層のいわゆるラジオラリア角岩の変成されたものに該当する。この層準は，地質図には赤鉄石英片岩として，区別して示しておいた。

黒色片岩： このダムサイトには広い範囲にわたつては現われないが，ダム中心線の上流50 m付近の左岸水際にある小背斜軸の走る所と，ダム中心線の川下160～170 m辺りの左岸水際とに，狭い分布が見られた。本岩は暗灰色を呈し，絹糸状光沢が著しい。

新第三系礫岩層： 地層を構成する礫の大きさは，径10～30 cm位のものが多いが，最大のものは1 mに達する。これらは砂粒により堅く膠結され，層全体としては暗緑色を呈する。直瀬川を遡行してダムサイトに向かつて歩くさい，左手にみえる山々の中腹以上に，この礫岩からなる裸かの山頂がいくつも望まれる。

3.2 ダムサイトの地質状況

前述のように結晶片岩類が露出し，地層は一般走向N 70～80° Wで，下流側（南）に65～80°の傾斜する単斜構造を呈する。

谷筋： まずダム中心線より上流側には，緑色片岩が優勢である。ダム中心線近傍には赤鉄石英片岩ないし石英質片岩または石英分の豊かな緑色片岩がみられる。ダム中心線より川下に移るにしたがい，凝灰質の緑色片岩となり，絹雲母化作用の著しい片岩，次で狭い黒色片岩の帯を隔てて，幅20 m位の破砕帯に達する。このダムサイトでは地質構造的な複雑さがみられないが，たゞ走向N 55° Wで直立すると推察されるこの破砕帯が，ダム中心線の下流150～170 m辺りで直瀬川を斜めに切つて走り，この破砕帯で占められる部分では，岩盤が粘土化し軟弱地盤を形成していることのみが，注目すべき事項である。

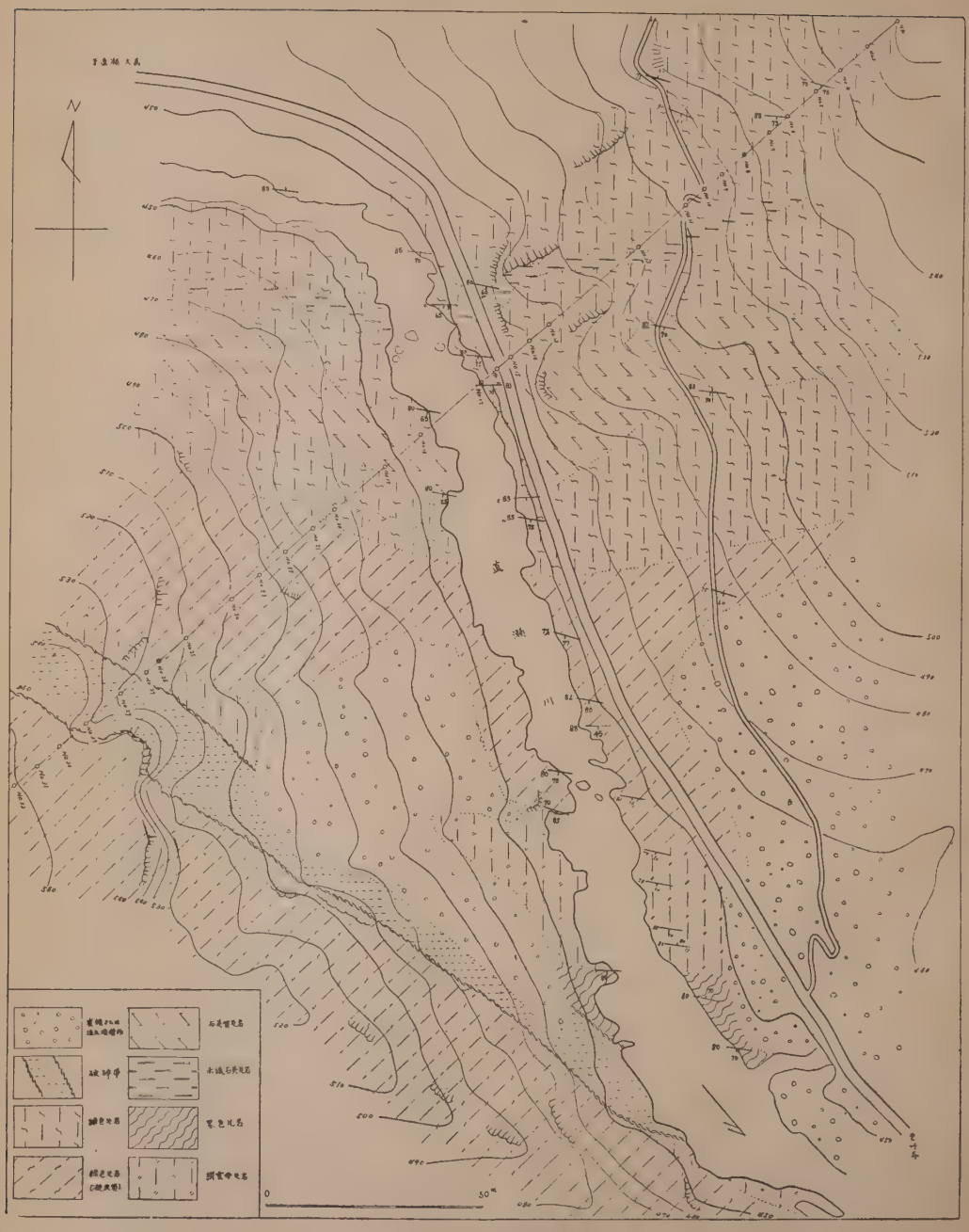
左岸斜面： ダム中心線は，標高550 mの満水面を確保するために，河身に対して70°の偏角で交差させてある。ダム中心線沿いの中腹は，割合に岩盤の露出が悪く，上段の山腹には緑色片岩がむき出しに露われており，また同じく下段にはやゝ石英分の多い片岩があり，相当に硬い岩質となつている。

右岸斜面： ダム中心線沿いの低位置には，最も堅硬な石英質片岩の塊があり，中段には緑泥片岩と緑簾片岩の交互層がくる。上段の上半分には，前述の破砕帯が通過しているので，満水面を550 mおよび530 mとするいずれの案についても，ダム中心線の方向を変えない限り，破砕部分がダムアバットメントの右側上部を占めることになるから，こゝは重大な地質的弱点となる。なおダム敷に該当する部分にも，一面に崖錐の堆積があつて露出が良くない。

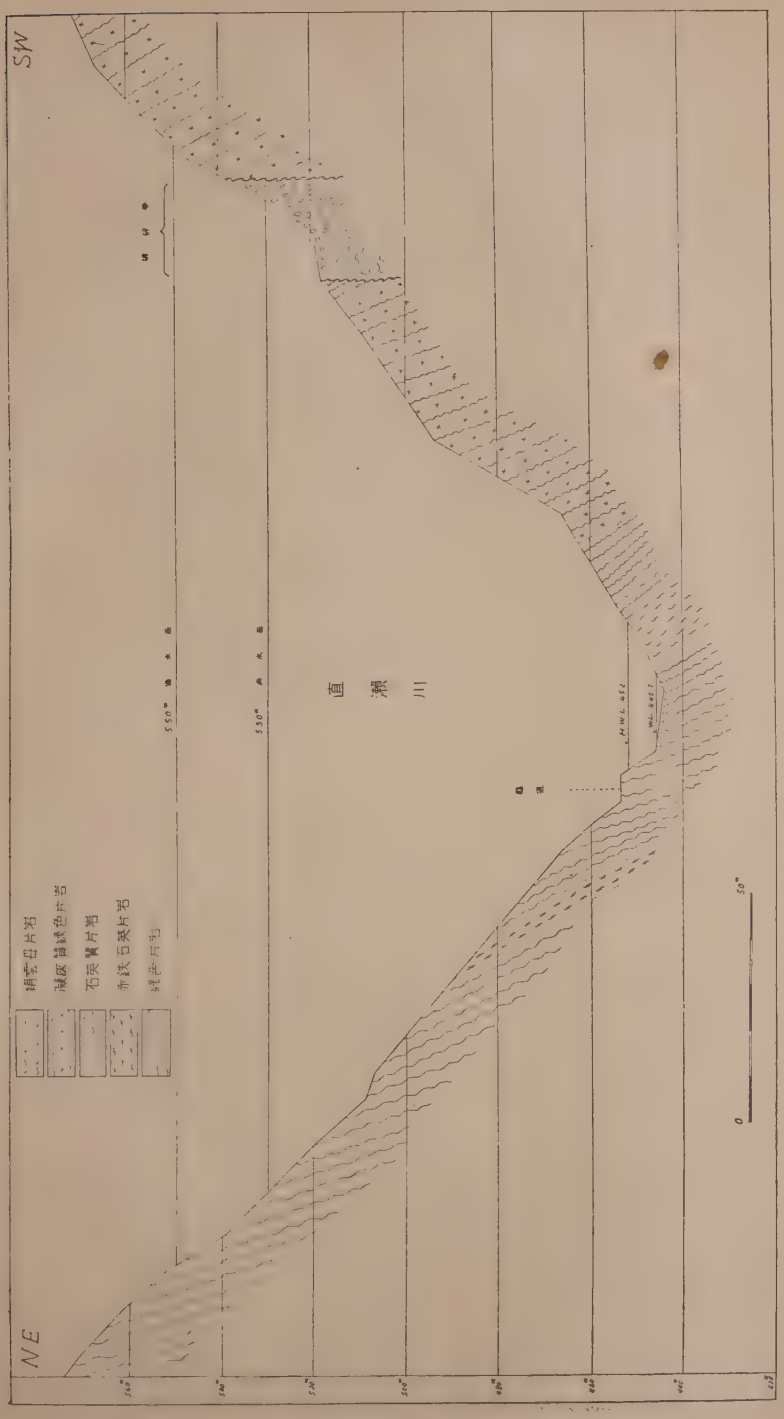
3.3 ダム建設に関する土木地質上の所見

1. 片岩と堤高について

通常結晶片岩は，高堰堤に対してあまり望ましい岩で



第 2 図　直 瀬 地 点 地 質 図



第3図　直瀬地点断面地質図

はないといわれている。しかしこゝに計画されるダムの高さは，理想案で 106 m，現実案で 86 m 位である。筆者の見るところでは，こゝの緑色片岩は比較的石英質ないし凝灰質であつて，堅硬なもののように思われた。とくにダム中心線近傍に露出する石英質片岩はきわめて硬質であるから，86 m 位の堤高ならば，支持力は充分にあるという判定を下した。しかし堤高が 106m の案になると，基礎の支持力はともかくとして，高い水圧のために，貯水池の水が片岩の岩盤中の小さな割れ目，または風化層レンズなどを通して滲み出してくる恐れがある。

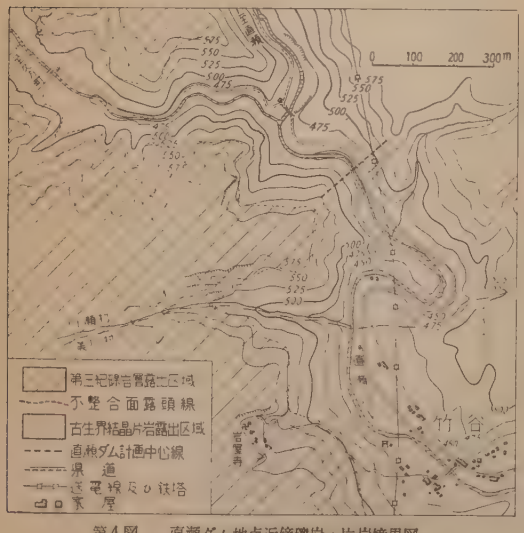
2. 破砕帯の避け方

前述した破砕帯の存在は，実はこの地点にあつては憂慮すべき地質上の庇である。幅が 20～30 m もあり，しかも粘土化部分が相当顕著である。しかしながらダムに抵触する箇所は，右翼附根の天端付近であるから，この部分を切取つてコンクリートブロックで埋め替えるか，グラウト注入によつて地山を人工的に固めるか，いつそのことこの位置を避けるために，計画中心線の標杭 No. 19 を固定点として，ダム中心線を 20° 右廻りに振つて，ダムセンターが河身にほゞ直交するようにするかなどの対策を考えなくてはならない。中心線を振る場合でも，貯水した場合に破砕帯からの漏水を予防するために，グラウトカーテン・止水壁張りなどの措置は依然として必要となるが，堤体が破損するような懸念はなくなるであろう。

3. 礫岩層と漏水懸念

この地点でダムを締切つても，ダムサイトの西方に存在する礫岩層またはその境界面(不整合面)を通じて，漏水が起こりはしないかという懸念があつた。両地層の境界の露頭線の追跡を行なつて地図に記入したが，その境界面は“ほゞ走向 N 20° W で SW に緩く (9° 位) 傾いた多少凹凸ある侵食面”であることがわかり，湛水区域内の谷底では，両層の境面を久万街道の橋梁脇の河底に (ダムサイトの西方 0.8 km で標高 478 m) 確認した。この侵食面の露頭線は，西股の沢の南側山腹を東方に切り上りながら，ダムサイト右岸の尾根の標高 570 m に達する。しかしそこの南方に東流する渓谷 (川瀬村美川村両村界) の谷底では，前述の層界露頭は標高 525m 付近に現われる。

そこでかりに貯水池の水がこの礫岩層または不整合面を通して漏水するとした場合には，池の西股から村界をなす渓谷にかけての区間だけを注意すればよい。この区間では，標高 520 m の水準における地山の水平距離が 350 m あるから，貯水池満水位を 530 m とした場合の水頭勾配は $^{1}/_{35}$ となり，礫岩層はほとんど天然コンクリート塊のように緊密に膠結されているから，まず漏水は起こりえないと思われる。しかし貯水池満水位が 550 m とされた場合には，$^{3}/_{35}$ という 3 倍の下流端水圧が推定されるので，一応慎重を期するため，ボーリング孔を掘つて加圧透水試験を試みるなり，不整合面の性状の精査用に横坑を掘つて観察するなどの措置を構ずる要があろう。



第 4 図　直瀬ダム地点近傍礫岩・片岩境界図

4. 中黒岩ダム地点

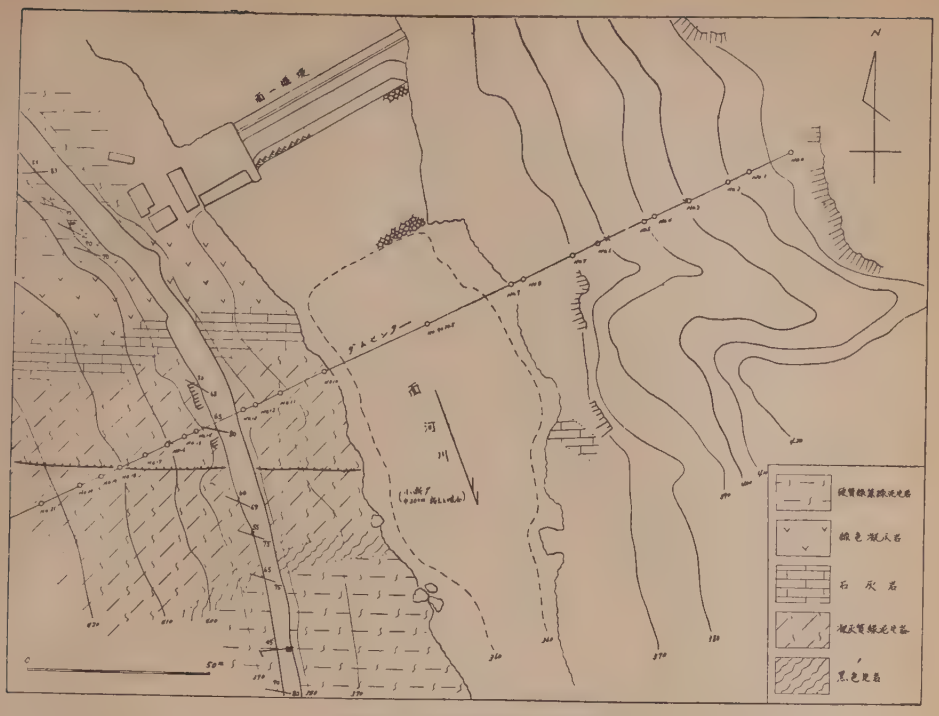
4.1 地質概要

右岸の露出状況をそのまゝ左岸へ推定することができる。

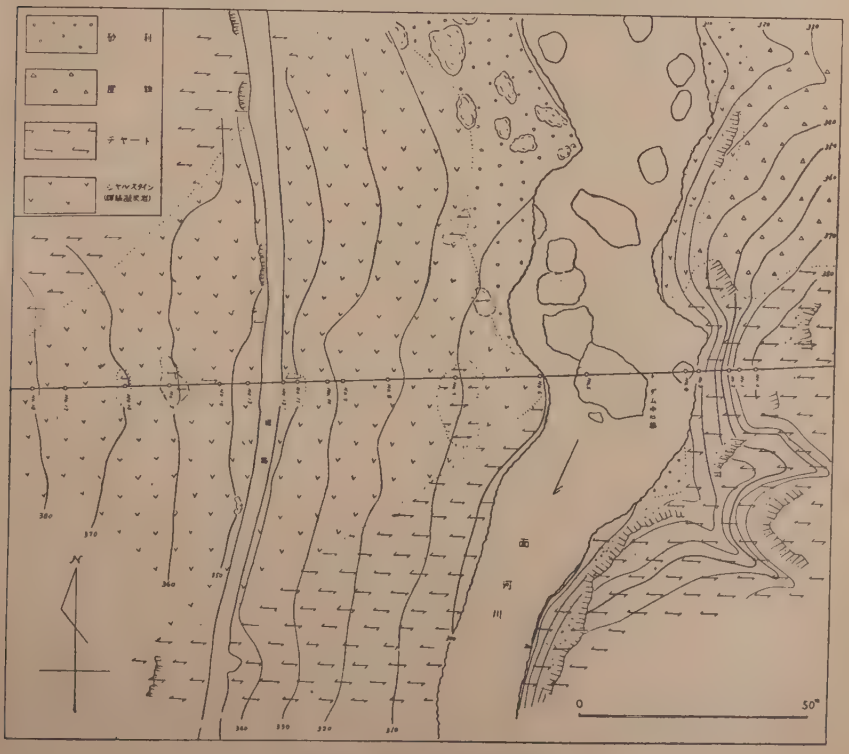
このダム地点は，直瀬地点におけるよりもやゝ変成度の低い変成岩からなる。N 60～70° W の走向で，北に 55～80° 立つた急傾の単斜構造の地層が卓越する。ダム中心線に約 45° の偏角をもつて，厚さ 8 m の石灰岩層が交つており，この藍色石灰岩は対岸にも露出している。これの上盤・下盤に相当する緑色凝灰岩および凝灰質緑泥片岩は，ともに石灰質であつて，おそらく地中においてはすでに，無数の細かい亀裂を通じて，風化あるいは溶食を受け，空洞・パイプなど水みちができて，透水性の著しい地層に変わつているものと想像される。

4.2 土木地質的所見

ダム高 23 m の案ならば，グラウト注入で地盤を固め，漏水のおそれを逓減させることも可能であろう。これに反して 43 m 案の場合には，さらに事前に石灰岩の吸込孔の位置や割れ目の存在箇所を徹底的に調べ，それらを確認するために，あまたの横坑・ボーリング孔を掘さくし，逸水の有無を検査しなければならない。



第5図　中黒岩地点地質図



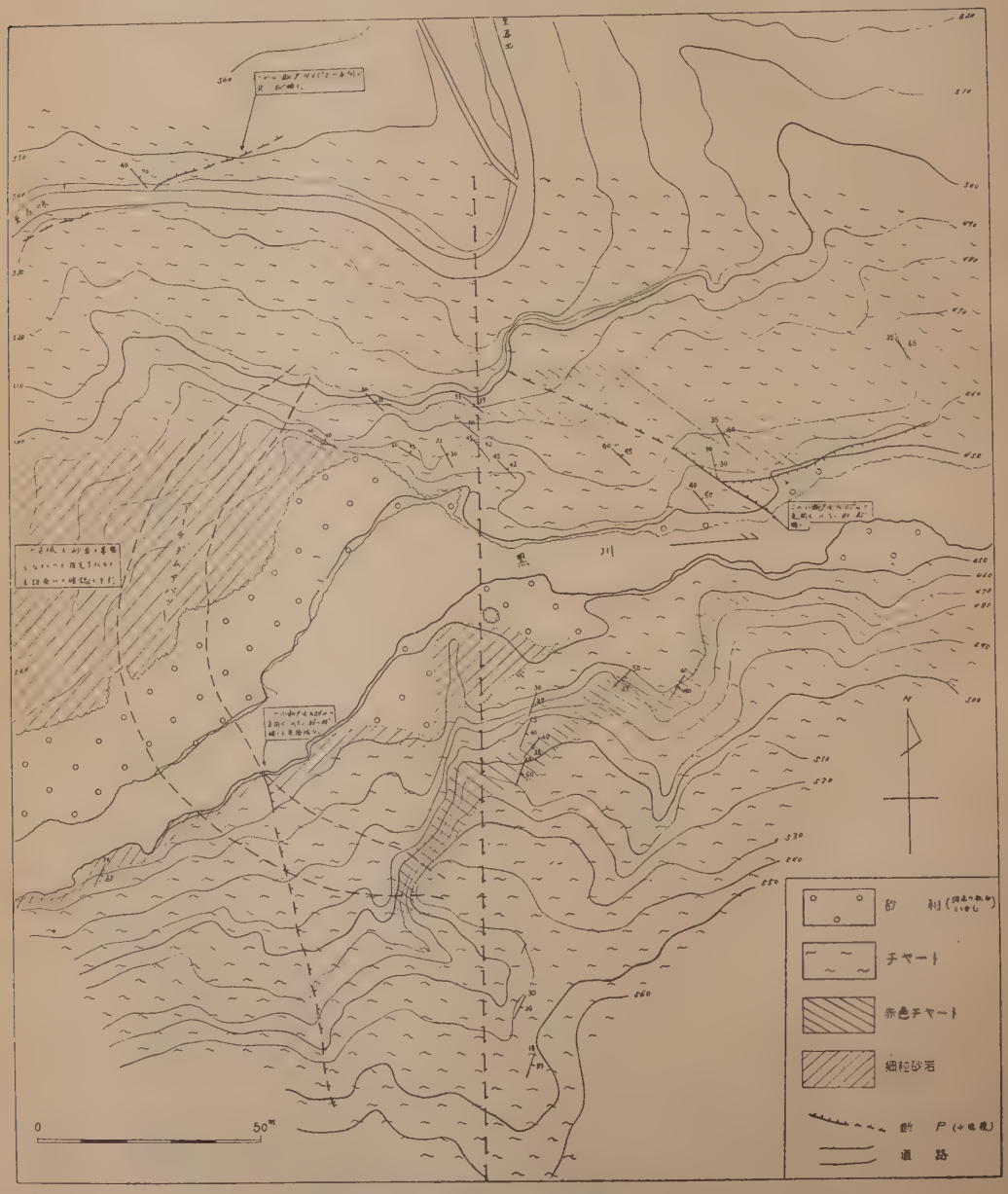
第6図　藤社地点地質図

5. 藤社ダム地点（中黒岩地点比較案）

5.1 地質概要

この地点は，チャートとシャールスタインの厚層の交互層からなり，走向はN 45～60°E で，SE（下流側）に 60～80° の急傾斜を示す。地層は北東から南西に向かつて斜めに河身に交わり，左右両岸では岩相が異なる。すなわち左岸側国道上で中心線の南 60 m 辺りに現われるチャートは，左岸側中心線付近に屹立して絶壁となつているチャートに続いており，また右岸側で中心線と国道との交差点付近のシャールスタイン層は，河床を渡つて左岸低位置水際で，中心線の上流に露出する青緑色シャールスタイン層に連なり，しかも左岸側ではこの層の北東延長は厚い崖錐の被覆のために隠されて見えない。

右岸側の緩斜面は風化土壌が母岩(シャールスタイン)



第7図　郷角ダム地点地質踏査図

を隠し，地表に点在する巨大な露岩はいずれもチャートの転石である。

5.2 土木地質的所見

このダム地点の地形が非対称であるのは，右岸には石灰質シャールスタイン，左岸にはチャートという岩盤の硬さの差に起因する。そして左右両岸で弾性係数を著しく異にするダムサイトには，アーチ型ダムを架けることは不可である。

中黒岩地点と較べると，380 m 満水面案でも堤高は 88 m となり，中黒岩の場合の 4 倍に達する。そのうえ右岸側斜面は，かなり深層にまで土壌化が及んでおり，掘さく量が意外に大きくなることも一考を要しよう。なお右岸斜面に転石として存在するチャートの大岩塊は，一見岩盤と見まちがえられるが，根無石であるから，これは取除かなければならない。この地点は中黒岩ダム地点とは比較にならないほど，地質條件が劣つている。

6. 郷角ダム地点

この地点は，地形が嶮しくて，近接不可能な危険な箇所が多く，したがつて作製した地質図はやゝ不完全を免れなかつた。

6.1 地質概要

こゝには古生層に属する厚いチャート層が発達し，河岸すれすれの所に僅かに顔を出す青灰色粗粒砂岩が，チャートの下位に整合に存在する。そしてこれらの地層は左岸側では北東に 30～50° 右岸側では南東に 20～50° 傾き，したがつて現河床上には背斜軸が走つていることが推定され，東北東に突込んだ背斜構造が判明した。

チャート層： 灰色ないし灰黒色を帯びるが，とくに凝灰質の赤褐色ラジオラリア角岩が一枚挟まつていて，これがこの小区域では示準層になる。

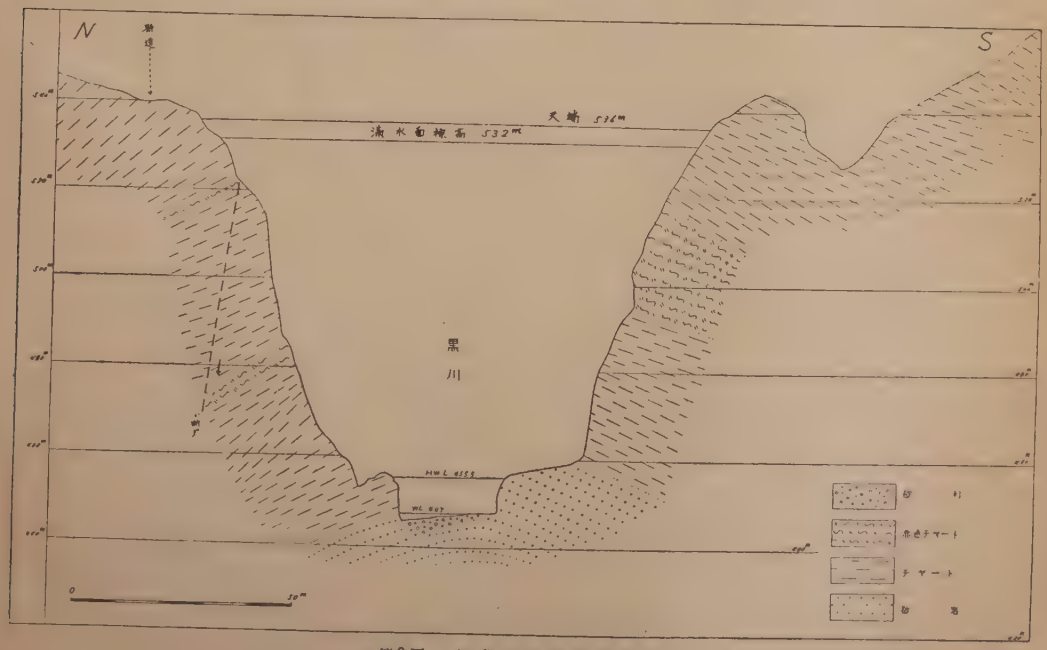
青灰色砂岩： 左岸では 1 カ所しか露頭がみあたらなかつたが，そこの走向傾斜から推定して，チャートとの境界を図に記入した。右岸側では，この砂岩は水際に沿つて細長く現われているが，重力ダム中心線の近くでは，水面下に没してしまう。なお地図に空白で示した区域は，当然この砂岩の分布する所に該当するが，踏査当時籔叢の繁茂が著しかつたために，砂岩の露頭を確認できなかつた。

6.2 谷断面に現われた地質構造

重力ダム中心線で切つた断面に地質状況を投影させてみると，谷底に青灰色砂岩がドーム状にすわり，その上に灰色チャートが重なり，赤チャート層は水準を食い違わせながら，両斜面に出てくる。また左岸側には小断層による赤チャート層の繰り返しがみられる。チャート層も左岸では北傾し，右岸では南傾し，ドーム状に背斜構造を示している。

6.3 土木地質的所見

この地点は堤高 88 m のアーチダム建設の目論見が予定されている。右岸側は標高 455m 以上はすべて弾性豊



第8図　郷角地点断面地質図

かなチャートで占められ，岩盤の支持力は申分ないけれども，たゞ層理面が下流に向かつて傾き，水圧などの外力が伝達される方向に，地層の剝離面があるのは條件が悪い。左岸側標高 470 m以上の斜面もチャートによつて占められ，同じことがいえよう。左岸側標高 510 m以上において，地山が河筋から逃げる箇所がみられるが，地盤はチャートであるから，スラストブロックを嵌め込めば，アーチの端を安全に固定することができる。

谷底では砂岩層が背斜の頭を抬げている所に，アーチの堤脚が坐るのであるが，こゝの砂岩層には割れ目が多かろうと想像される。深さ 50 m 位の鉛直ボーリングを下してみて，岩盤の性状を究明したうえ，漏水の有無をあらかじめ試験しておく要がある。

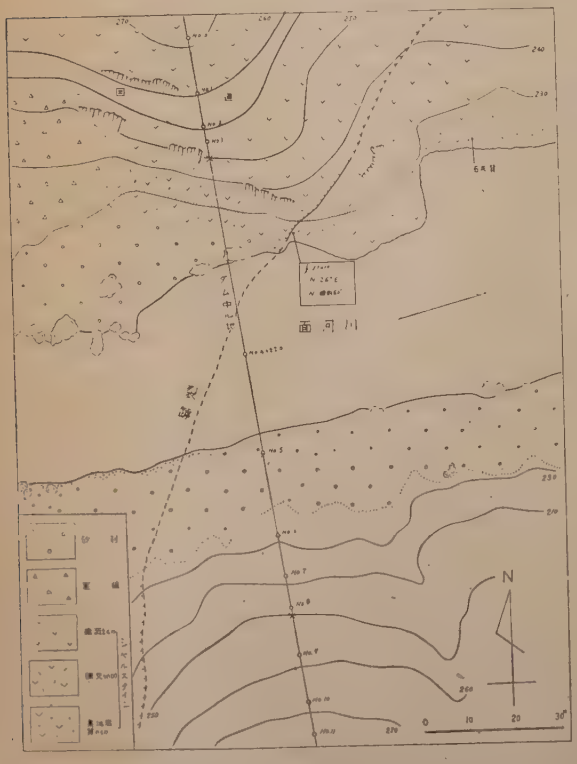
右岸の断崖のすぐ南にキレット状鞍部があり，そこから上流・下流双方に向かつて深く抉られた懸垂谷があるが，こゝには断層は存在しなかつた。この特異な地形はアーチダムに不可欠の余水吐の敷地として利用できる。

7. 川之内ダム地点

河床の標高は 220 m で，堤高は僅かに 30 m という小規模のダム地点である。こゝは古生層に属する暗緑色シャールスタインにより構成され，川べりに露出しているものは，やゝ集塊岩様の外觀を呈し，一般走向N75° E で，北に 35° 傾斜している。こゝの岩は一帯に石灰分が豊富であつて，とくに河床に現われるものには，通常に石灰岩におけるような細かい溶食孔が無数にあいている。幸い堤高が低いので恐ろしいことはないが，漏水性については一応注意を喚起しておく。ダム中心線と 230 m 等高線との交わる辺より上方は，礫分の少ないシャールスタインと替わり，さらに 240 m 等高線を中心線が切る辺より上方には，濃緑色の凝灰質シャールスタインに漸移し，間々石英脈が通り，充分な硬さを保持する。左岸には渡河できなかつたが，同様のシャールスタインが露出している。

この地点の地質は，予定堤高が低いので，あまり心配の必要はなく，たゞ石灰質の部分で開孔している箇所には，入念にグラウト施工を行なえば良い。

中心線のやゝ川下に，走向 N 25° E で，北西に 60° の傾きをもつた裂罅が通り，その南西方延長は川底で中心線を斜めに切るが，小規模なものなので，さして危険性はない。



第9図　川之内地点地質図

8. 大渡ダム地点

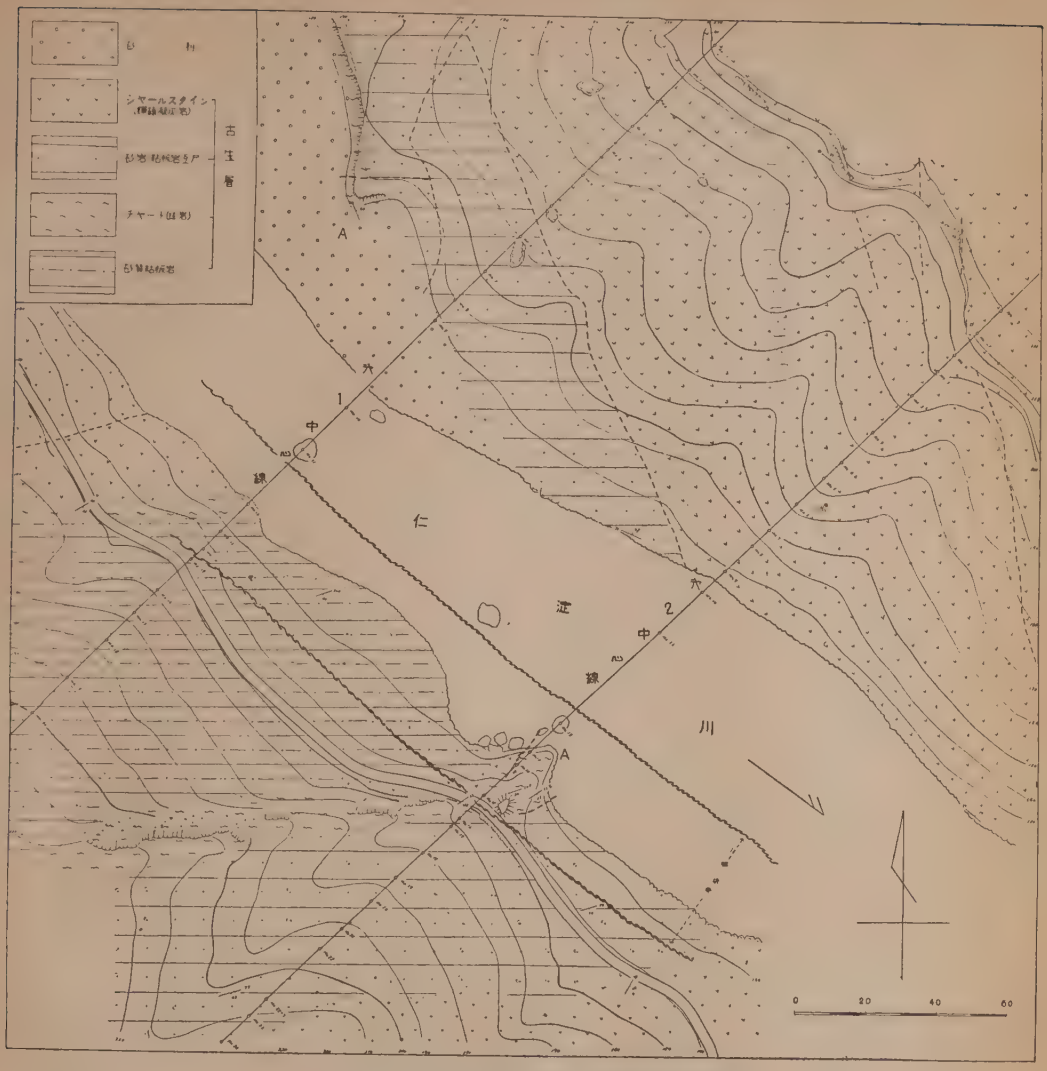
8.1 地質概要

第10図をみると，当地点は下流に向かつて沈下した背斜構造が憶げながら判読される。そして左右両岸での相異なつた岩相および走向・傾斜の関係から，背斜軸に沿つて断層が本流右岸寄りに走つていることが推定され，しかも断層に沿つて地層の水平のずれが相当大きいことを認める。

このダム地点を構成する地層は，非変成の古生層であつて，下位より上位に相異なつた岩層が次表のように順に重なつている。

	地層	右岸 走向傾斜	左岸 走向傾斜
⑥	上部シャールスタイン層	N 30° E 南傾 45°	N S 東傾 55°
⑤	砂岩・粘板岩互層	N 75° E 南傾 65°	N 20° W 北傾 45°
④	チャート層	N 55° E 南傾 45°	N 20° W 北傾 40°
③	砂質粘板岩層	N 70° E 南傾 60°	—
②	チャート薄層	N 60° E 南傾 60°	—
①	下部シャールスタイン層	—	—

上記各岩層の特色を簡単に記載する。



第 10 図　大渡ダム地点（下流案・中流案箇所）地質要図

① 下部シャールスタイン層： 右岸の川ぶちでやゝ角礫化している所があるほかは，通常のものである。

② チャート薄層： 層厚6～7mしかなく，発達きわめて不良である。

③砂質粘板岩層： 厚さ約70mの発達が見られる。右岸の川沿いの低地では顕著な破砕を受け，層理の擾乱は驚異に値する。

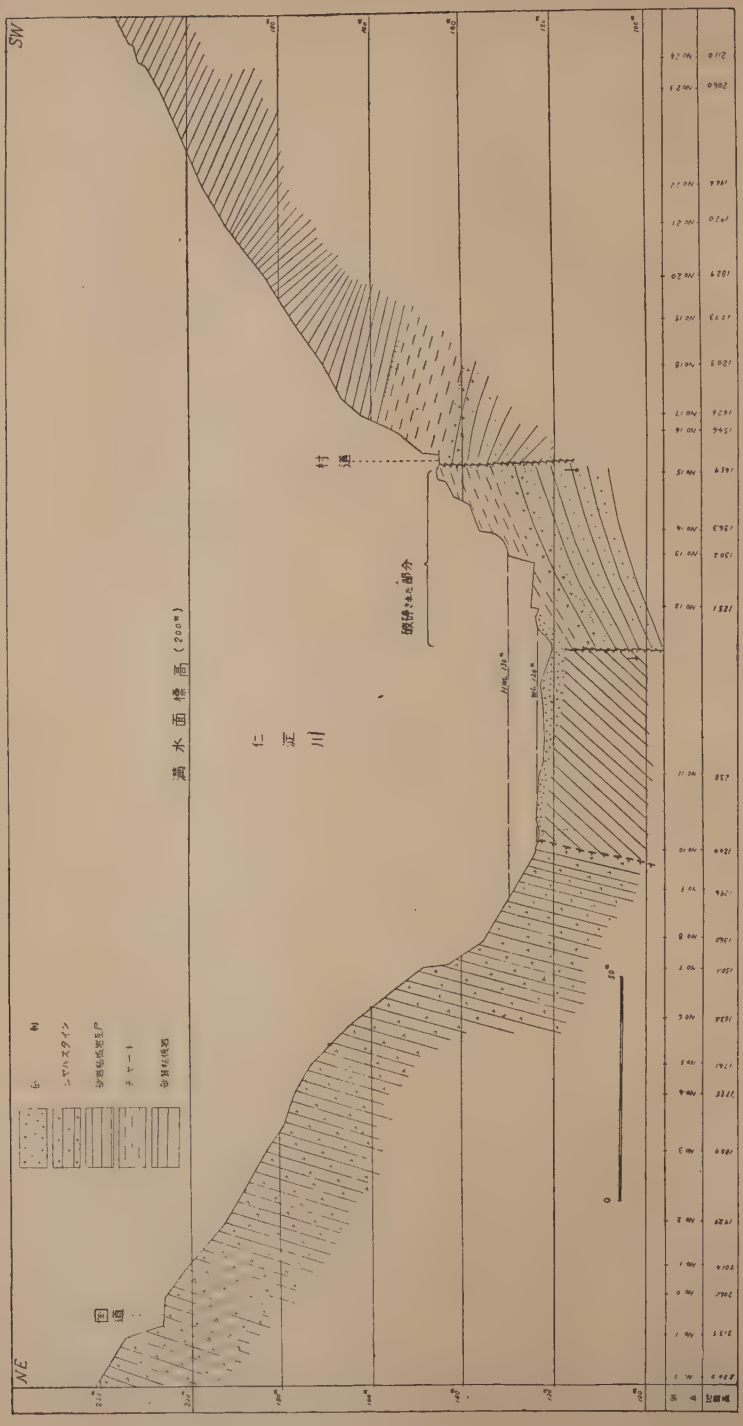
④ チャート層： 層厚約20mに達する そのときわ目立つた露頭線は，裸岩の列となつて西方に延び，右岸斜面を切上つて行くのが，対岸の国道から遠望される。

⑤ 砂岩・粘板岩互層： 厚さ50mの発達が見られ，チャート層④に接する下位の部分は粘土岩質であるが，上位に移るに従つて砂岩質が優勢になる。

⑥ 上部シャールスタイン層： 砂岩・チャートの薄層を挟む厚い地層で，やゝ塊状無層理で亀裂が多い。左岸高位置を通る国道沿いの露頭観察では，泥質の部分は硬度大きく，緻密な岩相を示した。

8.2 地質構造

右岸側では前記の各層が一般走向 N 50～60° E で，南東方（下流方向）に45～60° 傾く単斜構造をなし，また左岸側では，一般走向 N S ないし N 20° W で，東北方（下流方向）に30～40° の傾斜をもつて同様の構造を示した。すなわち仁淀川の流路方向（N 50° W）に対して，両岸とも約60° の偏角をもつて交わるから，この地



第11図　大渡地点下流案内所断面地質図

点には下流方向に突込んだ背斜に近い地質構造が推察された。しかも断面地質図によれば，背斜軸はやゝ北側に倒れているように思われ，したがつて，より上位の地層が左岸斜面に露出し，より下位の地層が右岸斜面に現われている。

そこでチャート層④を示準層として追跡してみると，河川敷を横断するにさいし，左廻りに75°の方位の旋回を遂げ，140 mばかり上流の対岸に現われ，しかも背斜軸沿いに派生した断層（仁淀川右岸沿いに伏在）は，相当に水平的なずれを示している。

第2中心線で切つた断面について，この地質構造をさらに詳述すると，上部シャールスタイン層⑥からなる左岸地山の全部，および砂岩・粘板岩互層⑤からなる河川敷直下の基盤とは，背斜のＮＥ翼を構成し，他方砂岩・粘板岩互層⑤からなる右岸地山上半とチャート層④からなる右岸地山の下半とは，背斜のＳＷ翼を形成し，また仁淀川水際から村道切通しにかけてのチャート④の急崖付近は，背斜軸の位置に該当する。

この軸に沿つて，北落ち2本の断層が推定され，断層と断層との中間部は著しく破砕され，北東側の断層は仁淀川の水底下に没し，南西側の断層は右岸水際と村道との間を通る。両断層のうち，水没した断層の方が主要な断層で，落差も水平のずれも大きいようである。

8.3　土木地質的所見

このような地質構造を示す箇所は，一般にはダム建設には不適格な場所である。まして計画堤高が80 mという高堰堤であつて，重力ダムまたはホローダムとして設計されるのであれば，よほど慎重な事前調査が必要である。

ダム中心線に沿い村道切通しから河床の中程にかけて，深度50 mの鉛直ボーリングを，15 mごとに4本位実施してみて，基礎岩盤の良否を確かめ，次に左右両側の地山に，上中下に3段にわたり，奥行30 mくらいの横坑を開口してみて，大体の地質を把む要がある。

もし重力ダムの建設が難しいうえ，こゝ以外にダム建設の適地がないならば，ロックフィルダムの計画を推進することが望ましい。たゞ洪水吐をつくる適当な地形を探さなければならないが，右岸斜面においてチャート層④の露頭線の南縁沿いに，浅い谷があるのに着目すれば，洪水吐をこゝに設置することができる。そのさいには，ロックフィルダムの中心線を130m上流側の第1号中心線に移すこととし，ダム前面の勾配を1：1.75とすれば，ダムの趾先が第2号中心線より10 mばかり下流側に達し，そこはチャート層④の南縁が仁淀川右岸水際線と交わる箇所であるから，上に述べた浅い谷の落口のすぐ川上にあたる。さて洪水吐の取入口は，第1号中心線のすぐ上流にある広い谷が満水位等高線（El＝200m）を切るあたりに設け，そこから仁淀川流路に平行に延長100 mばかりの開きよ（底幅25m，上幅30m，水深15m）を掘さくしてチャート層④の南縁に達し，こゝから洪水時の水を前述の浅い谷に落下させるようにすれば，約5,000 m³/secの洪水は充分に捌き切れよう。浅い谷も滑らかに水が落流するように適宜に掘さくを行なつて，地形改造を試みなければならない。

ロックフィルダムを建設するには四近に良質で豊富な原石山がみあたらないと，建設費が高くなつて実現が困難になる。原石山の候補地としては，こゝから6km下流に位する相能ダム予定地点，およびその近傍に良質の古生層硬砂岩が賦存するから，その稼採量を確かめておく要がある。またこゝから直線距離で9km南南西に太郎田（高岡郡長者村）付近に古生層の硬砂岩の大きな露出地があり，しかも採掘の立地條件も良く，300万m³ならば比較的簡便に採石できることが判明した。

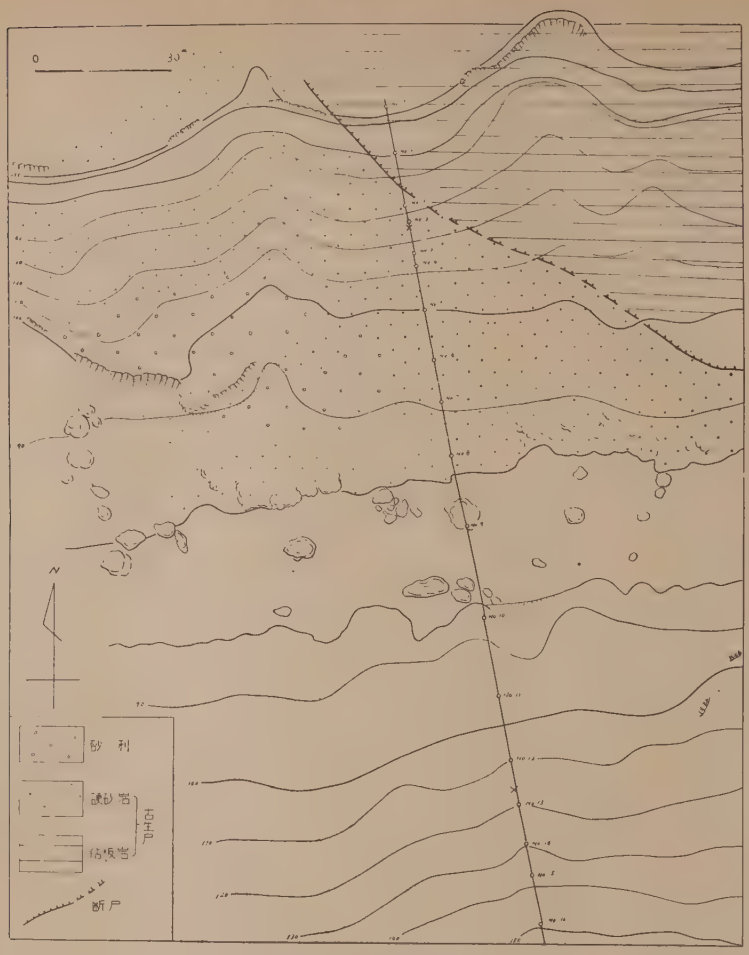
いままで述べたダムサイトは下流案地点であるが，約0.6km上流に比較地点として上流案地点がある。地形図がなかつたので単に視察するに止つた。主として赤紫色のシャールスタインとチャートの薄層(厚さ4～5 m)からなり，岩盤は硬く，一般走向Ｎ40°Ｅで，南に40°傾斜し，河道に直交する。右岸の川下側には粘板岩が現われる。この地点は大きな断層はみあたらず，堤高もやや低くなるので，測量をしたうえ，正式に地質調査を行なつた方が良い。

9.　相能ダム地点

こゝは古生層に属する中粒・粗粒の硬砂岩からなり，所々に幅1 m位の粘板岩を挟む。左岸側での観察では，走向Ｎ35～65°Ｗで北東に50°傾く。下流側は北落ちの断層を隔てて粘板岩のブロックに代り，粘板岩層はＮ55～80°Ｅの走向で，北方に25～30°傾く。断層は国道端での観察では，4本位の裂目を有し，Ｎ65°Ｗでほとんど直立しており，左岸斜面を斜めに切下り，ダム中心線の約80 m川下で川べりに達している。堤高32.5 mならば，この断層は中心線を外れる。対岸（右岸）には渡河の便がなかつたので，踏査しなかつたが，大体同様の硬砂岩からなることが明らかである。

堤高を増すと，6km上流にある森部落を水没させるので，やむなく満水位は116.5 mに抑えられている。このダムサイトは仁淀川筋では最優秀な岩盤に恵まれているので，まことに惜しい。この地点の硬砂岩はダム用骨材としても，第1級に属するものである。

（昭和32年9月調査）



第 12 図　相 能 地 点 地 質 図

文 献

1) 林昇一郎：愛媛県黒川貯水池地質構造調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 3, p. 177～182, 1955

2) 桐谷文雄：西南日本におけるダムサイト・水路・発電所と地質構造線との関係模式図，電源開発株式会社資料，昭和 33 年 3 月作製

551. 482 : 624. 1(522. 7)

宮崎県耳川上流地域の荒廃状況と上椎葉貯水池の堆砂

渡辺　和衛*

Report on the Land Devastation and Sediment Accumulation above Kamishiiba Weir at the Source Region of the River Mimi, Miyazaki Prefecture

by
Kazue Watanabe

Abstract

The engineering geologic investigations for land and flood conservancies were carried out in the field of the remote interior of Kyūshū mountains. The researching methods were the same as those applied in the river Oi. And there have been found some probably reliable correlations among the specific river discharge, the intensity of the dissolved matters in the river water, and the erosion coefficient estimated by means of topographical measurements, especially the peculiar erosion coefficient estimated by the combination of the erosion coefficient with the petrophysical division of the region.

In addition to these methods, the writer performed the sedimentation analysis by the tool of sieving and weighing methods. Moreover he surveyed the devastated regions, and calculated approximately the amount of the washout debris, and considered the relationship between its devastation and peculiar erosion coefficient. (cf. Bulletin of GSJ, Vol. 10, No. 11)

In conclusion, he estimated the sediment accumulation in Kamishiiba water reservoir for electric output at 319, 000 m³ per year.

要　旨

治山治水の調査地域として宮崎県耳川最上流の上椎葉貯水池流域を選んだ。昭和32年11月から約2週間野外調査を実施した。地質的には大井川上流部と似て仏像構造線を挟んで古生層と中生層にまたがる地帯であつて，岩石は両者とも同様の砂岩・粘板岩が主体である。しかし大井川と比較して高度が低いこと，気象條件が温暖でやゝ雨量小等のために，荒廃状況はやゝ激しさが低く，それが崩壊地や土砂流出等の現象に現われてきている。

こゝでは侵食係数と地質分布との関係から，岩石種による固有侵食係数なるものを推算して野外調査と比較検討した。最後に大井川において適用したと同じ方法を用いて堆砂量計算を実施した。岩屋戸堰堤の過去の堆砂資料を参考として推定堆砂量と実測堆砂量との検討を実施し，この方法を適用可能と判定した。そこでこの方法によつて上椎葉貯水池の年間堆砂量を 319, 000m³ と推算した。

1. 緒　言

治山治水調査の対象地域として，九州地方の四万十層および古生層の発達する地域である耳川上流上椎葉貯水池流域を選定した。これはほゞ同様の地質から構成されていると考えられる，大井川上流地域と比較検討が容易であり，主として砂岩や粘板岩から構成されている地帯が，どのような荒廃状況を示すかを知ることができるからである。

今回の調査も大井川上流部の調査と全く同様の方法を用いたが，とくに貯水池周辺の山地から流送される堆積物の調査を加えたのが多少異なつている。そして貯水池周辺の小渓流についての調査が主体となつている。

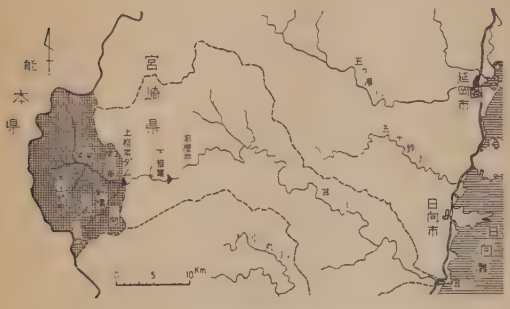
本地点においても大井川と同様に，尾前・小崎2地点において浮遊流砂量の測定を九州電力株式会社に依頼し

* 地質部

た。しかし昭和33年度にはこの地方に大した豪雨洪水がなく，ほとんど計測をなしえなかつた。

2. 位置および交通

本地域は日豊本線富高駅からバスの便のみしかない所で，耳川の最上流部にあたり，海岸より約 60 km 西に入つた奥地であり，最奥の聚落椎葉村は飛騨の白川郷とともに，天下にきこえた秘境であつた。この耳川水系は，現在では上流から上椎葉・岩屋戸・塚原・山須原等の発電所の建設によつて，九州地方における有数の電源開発地帯となつている（第1図）。



第1図 耳川上流上椎葉貯水池流域位置交通図

3. 地質および地形

今回調査の対象となつた地域は，上椎葉堰堤より上流部の約 210 km² の地域である。本地域の地質については，すでに昭和 29 年に総合開発調査が実施されたさいに，本所地質部の斉藤・神戸・井上・木野によつて宮崎県北西部耳川上流地方地質図として完成されている。いまこれによつて本地域の地質を概観すると，この上椎葉貯水池周辺の地質は，主として古生界の二畳石炭紀の地層と，中生界の四万十層とに分けられる。そしてこの両者は糸川仏像構造線によつて境している。この点は大井川最上流と全く同様の状況である。古生界の層のうち，ゴトランド系の地層は本流域より北に存在して直接関係がない。主として二畳石炭系に属する地層が域内にある。しかし石炭紀の地層として確認されている地層は，この区域内にはいまのところみあたらない。地層は，おもに砂岩・粘板岩の交互層からなる厚層であつて，所々にチャート，および石灰岩を挟んでいる。石灰岩は仏像構造線の北側に，東北東の方向にあつて西偏するに従つて厚くなり，輝緑岩および輝緑凝灰岩がこれに伴つて厚くなつている。耳川本流の尾前から上流を見ると，河床における礫の堆積が割合に少なく，昭和 27 年の水害にも，あまり顕著な土砂流出がなかつたように観察される。尾前より上流流域の侵食係数が，0.0482 km³/km² を示すのは，他地域に比較して著しく低い値で，大井川の仏像構造線以北の古生層地域の値ときわめて近似した値である。

流域内に古生層の地層を含むのは，そのほかでは水無川・アロー谷川・松木川および水無付近の本流の一部である。この付近では石灰岩が卓越していて砂岩粘板岩互層および輝緑凝灰岩類が挟在している。後述するように，これらの種々の岩石の存在によつて，各地区の侵食係数がどのように変化するかを取扱つてみたのである。前述した尾前以北の本流流域は，石灰岩・輝緑凝灰岩様の岩石の露出が少なく，ほとんど全域が砂岩粘板岩互層とそれに挟在するチャート質岩石からなつている。細かく検討すれば，砂岩・粘板岩・砂岩粘板岩互層（各岩が 1 m以上の厚さの交互層）・砂岩粘板岩細互層（各岩が 10 cm 以内の交互層）といつたように分類され，その物理的性質も相違するはずであるが，いまはこの点にふれない。とにかく，尾前以北の流域は，古生層の侵食強度に関する一つのモデル地域と考えられる。

次に仏像構造線以南のいわゆる時代未詳中生層といわれる四万十層がある。

この層は，礫岩・輝緑岩・輝緑凝灰岩等が少しはあるたが，ほとんど砂岩・粘板岩ならびにこれらの互層で，所々千枚岩化されたものを含んでいる。古生層に較べて層理が比較的明瞭で，そのためか剝離しやすい点があり，山崩等の災害が小規模なものであるが数が多い。この地層は北東ないし東北東の方向を示す岩層配列を現わしている点は，古生層と同様である。

仏像構造線の南接地域である松木—御池間の幅 1～2 kmは，粘板岩が多く，その南側の 2 km 幅の所は砂岩および砂岩粘板岩層が卓越し，それより南の幅 2～3 km は粘板岩が著しく卓越しているという風に大きくみて帯状の繰り返しが認められ，岩石種と侵食係数との比較や岩石種固有の侵食係数測定に都合よく配列している。そして第 2，3 図に示すように，この地域内における主要な断層その他の構造線が大体把握されているので，これらの影響による擾乱もある程度推測なしうるであろう。

構造線と山崩現象との関係については，後述するので，こゝでは述べないことにする。

地形の面から，この地域を考察すると，流域内の最高点でも，1,700m は超えていない。大井川上流が 3,000 mを超える峻嶺で囲まれているのと大分違つている。尾前上流の古生層地域は，やゝ従順な山容を呈しており，最上流であるにかゝわらず，嶮岨な感が比較的すくな

第2図　耳川上流地方地質図

い。

水無川の沢は，南半が輝緑凝灰岩および石灰岩が多く露出していて独特な悪地地形を呈して，凹凸が激しい。この傾向は東へ松木方面まで連続する。不土野川は完全に四万十層中を流下しており，全域の98％は中生層であるがなぜか侵食係数は0.0484であつて，古生層の砂岩粘板岩層とほゞ同様の値を示している。

残りの地域は直接上椎葉貯水池の周辺地域である。そしてこの貯水池完成後地下水位の上昇とか，植被の変化，または人工的な切さく等によつて自然状態に変動がもたらされてきて，これらの小渓流によつて貯水池中に運搬される砂礫の量や，流送状態に関する何らかの変化が現われないかという点を調査した。堆砂調査というと，いままでは本流によつて運搬されるものを中心として調査がされてきているので，周辺のごく近い距離からの砂礫の供給量について調査してみる必要を痛感した次第である。

地域的にみて，不土野川の河口から約2kmほど本流を南下した所の右岸に，上福良という部落があるが，この付近は地質の項で述べなかつたが，局部的に阿蘇火山の噴出物で覆われている所で，岩質が脆弱なうえに，ここを通過する東北東方向の断層（第2図参照）があるため，侵食がはなはだしく崩壊地が多い。しかし侵食係数は，かえつて低下して0.0473を示している。この理由については，すでに大井川調査の結果，説明のさい述べたように，現在大きな崩壊の起こつている所は小谷が崩れてかえつて起伏が小となるので，このような値を示すのである。

対岸の横野にも山頂から狭長な山崩れがあり，この付近の地盤が弱くなつていることを示している。この阿蘇火山噴出物は横野の近傍の尾八重狩底にも存在するが，山肌はそれほど荒ていない。しかし道路がよく決潰する事実がある。貯水池にのぞむ渓流には，貯水池完成後と思われる時期に大きさ10～100cmに及ぶ礫が転落してきているのが諸々に認められる。尾八重狩底から下流，下福良一持田に至る間は第2図に示すような断層が認められるようであるが，あまりその影響が地形の上に現われていない。比流量（第4図参照）の上にやゝその傾向を示しているようである。

以上は本流沿いの部分であるが，南端の馬口岳方面から流出する新橋川（仮称）は，その沿岸に多くの崩壊地を有し，貯水池に対する砂礫の一大供給源となつている感が深い。

とくに小崎付近の左岸，小向川の上流，および小向地区の一部の貯水池に対する滑動等，将来大暴風雨でもあつた場合に，相当大規模な荒廃状況を出現させる可能性を含んでいるので，とくに注意して調査を実施した。

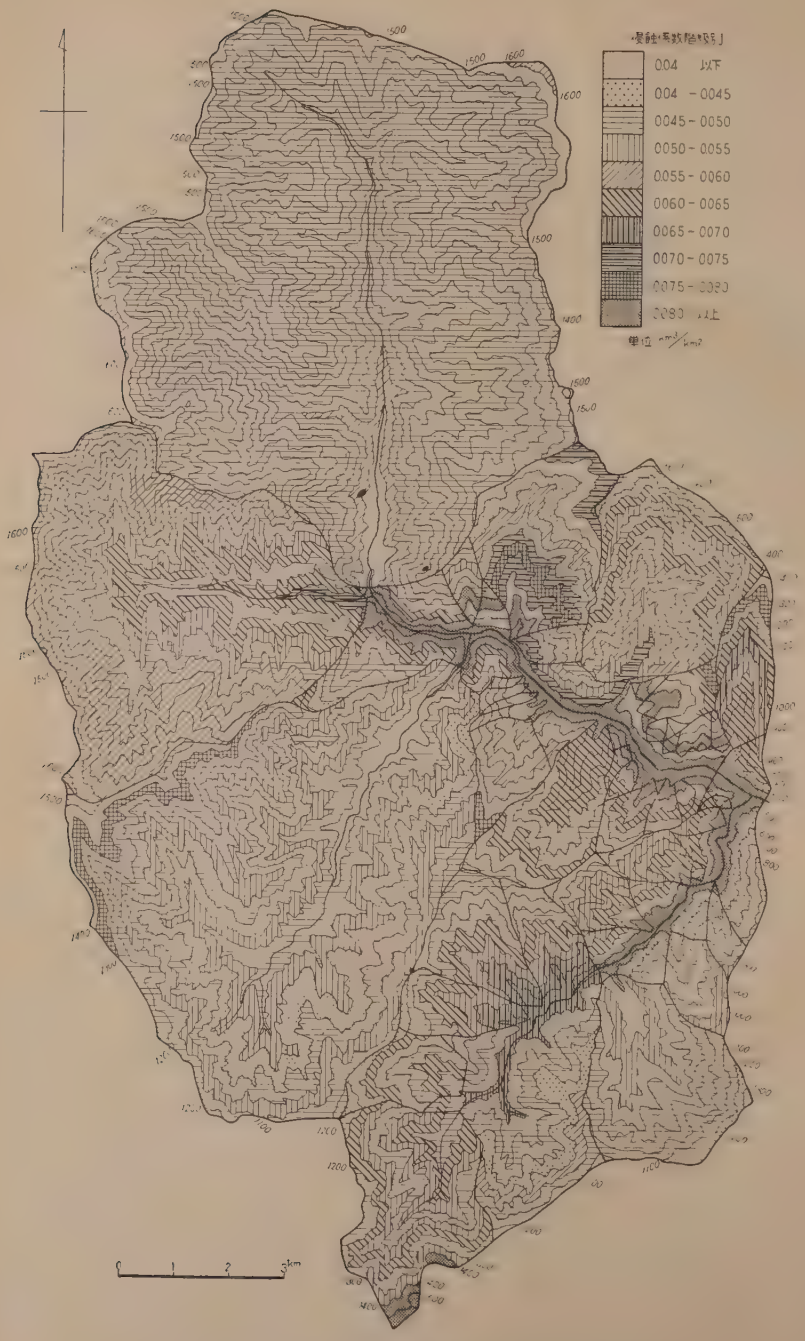
4. 各種野外調査の成果とその説明

本調査は昭和32年11月中旬から12月初旬にかけて実施した。とくに現地調査にさいしては，九州電力株式会社本社建設部および富高電力所から多大の援助を受けたのでこゝに深謝の意を表する。

4.1 比流量調査とその結果

従来の方法にしたがつて，各支流の流量測定，水比抵抗値測定，pH測定ならびに河況観察を実施した。測水断面は34カ所であつた。水位は耳川の低水と渇水の中間の水理状況であつた。測定期間中降雨もなく，相互の比較には支障がなかつた。測定結果を整理して等値線を入れたものが第4図である。

全体を通覧すると，一般的に大井川ほどの著しい差がなく，地域的に平均した状況を示している。そして等値線のあり方が大体地層の走行と平行した様相を示してい



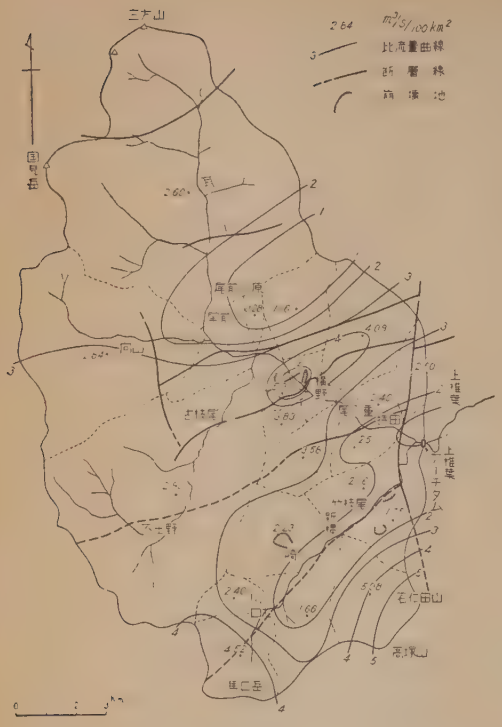
第3図　上椎葉貯水池流域の侵食状況

第1表　耳川上流上椎葉貯水池流域水理・水質測定表

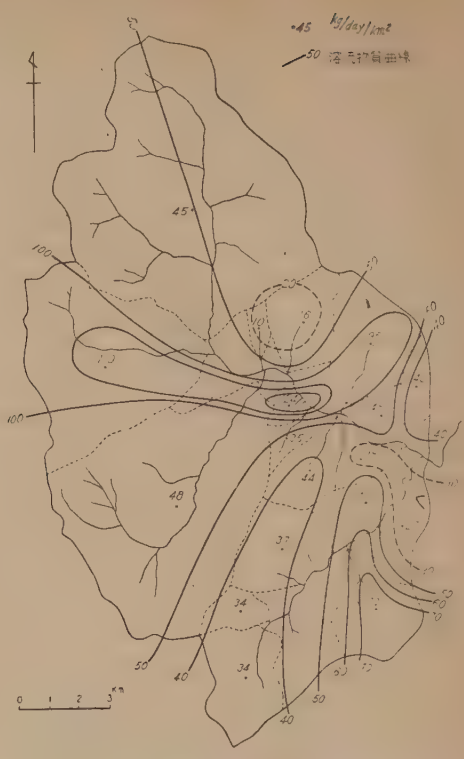
地域	流域面積 (km²)	流量 (m³/sec)	流量比 (m³/sec/100km²)	水温 (°C)	pH	KΩ−cm	溶流物質 Kg/day/km²
耳川本流	62.58	1.505	2.40	12.4	7.6	26.7	45.7
水無川	25.90	0.735	2.84	13.0	7.8	14.9	110.4
不土野	40.32	1.182	2.93	12.0	7.2	33.6	40.5
滝西方	0.78	0.002	0.25	10.0	7.6	16.2	9.9
滝アロー谷	6.38	0.026	1.16	10.0	7.6	14.4	16.4
松木川	8.70	0.356	4.09	10.7	7.5	26.2	95.4
猪追谷沢	1.00	0.008	0.80	8.8	7.4	39.6	13.8
高尾沢	0.22	0.013	5.90	9.4	7.5	34.2	81.7
持田川	2.50	0.061	2.46	9.0	7.2	33.3	42.4
福良 (1)	0.12	0.011	9.40	12.0	7.0	32.7	294.7
〃 (2)	0.12	0.002	1.80	12.0	7.0	33.3	27.7
池ノ本川	1.87	0.045	3.78	11.0	7.2	36.0	35.3
下福良 オニマ沢 (1)	0.18	0.006	3.17	10.2	7.1	35.7	46.5
〃 西側 (2)	0.75	0.001	0.13	10.5	6.9	30.6	2.5
〃 (3)	0.26	0.001	0.40	14.0	6.9	36.5	6.0
一つ戸川 (4)	4.40	0.157	3.56	11.5	7.1	36.0	44.2
桑弓野 (1)	0.09	0.0014	1.55	13.8	6.7	49.5	21.4
〃 (2)	0.31	0.0015	0.50	9.4	6.8	55.8	4.1
〃 (4)	1.04	0.053	5.10	14.0	7.2	29.7	88.4
〃 (5)	1.50	0.050	3.33	13.3	7.2	31.1	63.3
〃 (6)	0.13	0.0007	0.54	11.7	7.2	36.0	79.0
新橋右岸 (7)	7.36	0.373	5.07	10.0	7.2	42.3	70.1 (臼杵俣沢)
新橋左岸	3.33	0.085	2.24	13.0	7.2	35.9	37.3
川ノ口北支流	2.24	0.055	2.43	9.6	7.1	40.5	33.6
川ノ口本流	7.40	0.294	3.97	8.0	7.1	52.2	34.3
小向石仁田	1.50	0.068	4.53	11.0	7.2	33.3	70.5
〃 北部	0.62	0.016	2.57	14.2	7.0	37.8	37.7

る。古生層地域は2～3 m³/sec/100km² の値を示している。しかしこれは広さの割に測点が疎であるから，これをそのまゝ変化のない所ということはできない。仏像構造線に近づくにしたがつて，石灰岩が多く露出しているので，その辺に何らかの異常が認められるはずである。図をみると尾前小原から東北東にかけて比流量の低い地点が存在している。しかしこゝは仏像構造線がもつとも発達している所であるので，その影響も強く示されるであろうし，いまのところどちらともいい難い。

次に上福良を中心として，かなり比流量の高い地区がある（4～5 m³/sec/100km²）。この地区は，前橋でもすでに述べたように，阿蘇火山の噴出物がよく発達している所であり，そのうえ断層があつて崩壊の著しい地点になつている。松木川の谷も崩壊地が相当多く，河床はか



第4図 耳川上流上椎葉貯水池流域比流量等値線および地質構造



第5図 耳川上流上椎葉貯水池流域河川溶流物質量等値線図
(岩石風化度)

なり荒廃して貯水池に相当多量の砂礫を供給している。地質は一般に砂岩が卓越している。小渓流の河床には10～100 cm 大の巨礫が累々として転がつて，ほとんどが砂岩である。粘板岩は大概細片となつている。このことは大井川の場合とよく似ている。

この地帯は今後も荒廃はなはだしさを加えるおそれがあり，対策の考究を必要とする。

尾八重より南東は，またもとの 2～3 m³/sec/100 km² の値になつている。しかし持田・竹枝尾・新橋・川ノ口小向の地帯は比流量が低く，1～2 m³/sec/100km² の値を示している。こゝも第4図にみられるように断層線および推定断層が楔状に並んでいる地帯にあたつている。とくに新橋川に沿う断層，およびそれに伴つた破砕帯が，この流域の崩壊の原因か，または崩壊現象を助長しているものと推察される。そして右岸側の 4～5 m³/sec/100km² に及ぶ高い比流量地帯が接近して存在し，著しい不連続の状態を示している。そしてこの不連続な地点から供給される砂礫の量は，貯水池堆砂増大の脅威を与えているのである。

4.2 河川溶流物質量について

河川水の電気伝導度を測定したが，これは河水中に含まれる各種イオンの総計を概略的に把握しようとするものであつて，一種の岩石風化の度合を示すものとして用いている。一般にこのような水源地帯においては，温泉作用とか変質作用が大規模でない場合は，この電気伝導度 (micromho 単位で計測) でもつて代用しうる。温度による補正を充分に実施しないと，このような稀薄溶液では誤差が大となる。そして河水中の濃度のみでなく，これに流量を乗じて，しかも単位の広さに計算し直して相互の比較に便ならしめた。したがつて kg/day/km² の単位で示すことにした。各河水の溶存イオン総量に大した相違がなければ，数値はもつぱら流量に比例することになつたので，等値線を描けば第4図の比流量図と大した相違を示さない形となる。第5図がそれである。これは大井川の例と比較すると著しく低い値を示す。したがつて岩石風化の度合が，やゝ弱いともいえる。

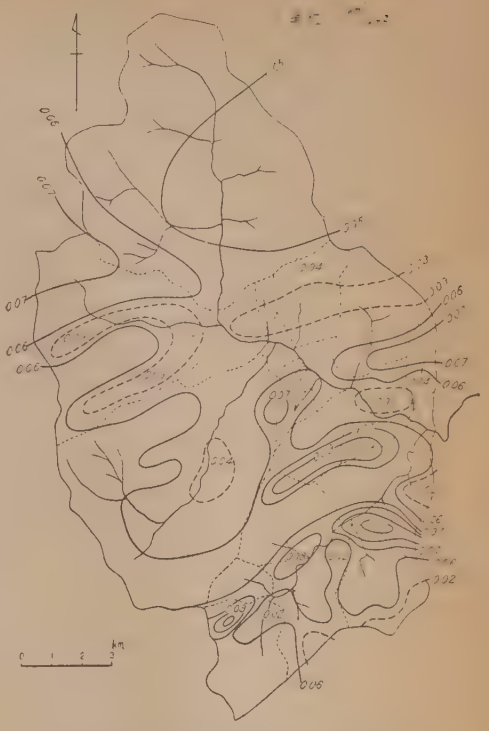
第5図について説明を加えると，古生層地帯では 50 内外の値を示している。これは主として砂岩・粘板岩およびそれの互層からなつているところの値である。しかし輝緑岩・輝緑凝灰岩・石灰岩地帯では，急に値が2倍以上に増加している。たゞアロー谷川付近は流量が小さ

いので見掛上 10～20 位の値を示している。濃度そのものをみると，むしろ最高の濃度 (45ppm) を示している。本地域は最高濃度は上福良付近の 124 kg/day/km² である。水無川―上福良―松木川の一帯が 100 以上の値を示す所である。大井川上流部のように，700 とか 500 とかを示す所は一つもない。後で示す侵食係数との関係をみても，大体高い値の所は高い値を示して正の相関がある。たゞ石灰岩のみが著しく異なつた相関を示すのである。石灰岩は溶食現象が強いので，山体も丸味を帯び侵食係数が低くでるのである。持田―竹枝尾―小崎峠の方向に発達する粘板岩地帯が案外に低い値を示し，予想に反した結果となつている。侵食係数は低い値を示さないので，竹之枝尾付近小渓流で観察したように，岩質が千枚岩質になつていて，化学的風化に対して比較的強いが，層理に沿つて剝離するためと解すべきであろう。

臼杵俣川はやゝ濃度が高い。その東隣地区はこれまた著しく低くなつている。この小向地区は一部に貯水池に向かつて滑動を起こしている。そしてこの付近の渓流水の水質は，水比抵抗値で 100,000 Ω-cm (9°C) 以上であつて，まれにみるきれいな水で，雨水そのまゝといつてよいものであつた。そして民家の地下水も，ほとんど同様のものであり，その理由についてはいまのところ解釈がつかないのである。

4.3 侵食状況図（第3，第6図参照）

第3図はかつて大井川上流調査に用いた崖端侵食量測定法を，5万分の1地形図上で机上作業として実施した。そして各 100 m等高線間で求めた侵食係数を階級別にして示したものである。この図に示されている状況を現地観察とともに検討してみると，耳川本流の尾前以北の部分はすでに述べたように，侵食係数が案外に低く，しかも一様の分布状態を示している。これはやゝ従順の山形の観察によつて首肯されるところである。小規模な断層線以外の所では，大した擾乱を示していない。大井川上流部も全くこのような景観を呈しているが，大井川の方はいくぶん侵食が復活して下流側において，相当はげしく侵食されている様相を示している。これは隆起その他の地殻運動を示すものであろう。こゝではその傾向は僅かに示されているにすぎない。南接する水無川の地区は，これに反して擾乱がみられるが，この図の表現では，どこにその低い所があり，高い所があるかが判然としないのである。そこで第2表に示すように，便宜上古生層と中生層とに分けて各岩石種による侵食係数（これを岩石固有侵食係数と名づけておく）を地質分布図と侵食係数との関係から求めてみた。このような作業の基礎資料としては，地質調査が充分正確に実施され，その岩相の細分にも充分の注意が必要である。現行の地質図はこの目的に沿うよう作成されたものではないが，これ以上のものがないので，いまはこれによつた。そしてこのような機械的な計算をすることは，かなりの危険性もあることと思うが，1つの試みとしてみて頂きたいと思う。岩石固有侵食係数を求めて分布図を描いたのが第6図である。



第6図　耳川椎葉貯水池流域岩石種類による侵食係数分布図

砂岩とか，粘板岩によつて大体似たようなおのおのの係数が求められるような予想をもつたが，計算結果は必らずしも予想通りでなく，常識的には堅硬と考えていた砂岩が，案外に脆弱性を示したり，粘板岩が案外強かつたりしている。これは断層や岩質等の因子がはいるためと思われる。この図によつて水無川流域をみると，北半がかえつて侵食係数が高く，南半が低くなつている。低いのは石灰岩地帯であることがわかる。石灰岩は機械的風化に相当強いと考えられている。しかし化学的風化すなわち溶食作用が著しい。一口に石灰岩といても，純・不純があり風化に対する抵抗性も異なついるから簡単に表現しがたい。西偏するにしたがつて，輝緑岩や輝緑凝灰岩が多くなつて岩質が変化し，かなり高い侵食係数を示すに至つている。北半部の高い値を示す理由は明らか

第2表　耳川上流上椎葉貯水池流域の岩石種百分率と各種測定値

	地域	流域面積	古生砂岩粘板岩 (%)	古生(中生)輝緑岩 (%)	古生石灰岩 (%)	中生砂岩粘板岩 (%)	中生粘板岩 (%)	中生砂岩 (%)	侵食係数 (km³/km²)	比流量(補正) (m³/sec/100km²)	溶流物質 (kg/day/km²)	構造・崩壊
1	耳川本流上流	62.58	98.0	1.0	1.0				0.0482	2.60	45	
2	水無川	25.62	41.6	26.7	31.2	0.1			0.0560	2.84	110	
3	不土野川	40.25	2.9	3.5		10.4	41.2	42.0	0.0484	2.93	48	
4	水無下	4.14		5.9	21.9		48.7	23.5	0.0589	—	—	
5	滝西方支流	0.93	52.6	4.3	43.1				0.0503	0.28	10	
6	アロー谷川	5.93	45.7	1.7	35.0		10.3	7.3	5.0525	1.16	16	
7	松木川	10.15	45.6	4.9	15.0	2.8	32.9		0.0557	4.09	96	
8	持田—尾八重	2.46				61.4	22.4	16.2	0.0482	2.40	48	
9	持田川	2.85				38.6	11.2	49.2	0.0568	2.50	43	
10	福良小流群	0.67		8.0		24.0	39.0	29.0	0.0473	5.30	124	
11	池ノ本川	2.36				14.0	2.0	84.0	0.0447	3.83	35	
12	下福良—狩底	2.14				14.4	58.2	0.8	0.0560	1.25	18	
13	一つ戸川	4.28				50.6	45.3	4.1	0.0525	3.58	44	
14	桑弓野—竹枝尾	4.28				13.6	74.2	12.2	0.0513	2.16	55	
15	新橋小崎左岸	7.05				8.1	85.2	6.7	0.0544	2.23	37	
16	川ノ口北支流	2.30				15.2	80.0	4.8	0.0479	2.40	34	
17	川ノ口上流	6.60				14.6	42.0	43.4	0.0512	4.52	34	
18	新橋—川ノ口右岸	8.06				6.1	34.3	59.6	0.0505	1.66	—	
19	臼杵俣川	7.23				13.4	51.6	35.0	0.0468	5.08	70	
20	小向近傍	4.32				32.0	50.0	18.0	0.0454	1.75	27	

岩種別の固有侵食係数推算結果

古生層地域，最上流で侵食はなはだしく侵食係数低下

古生・中生層混合地域における岩種別の固有侵食係数

古生層		中生層	
砂岩粘板岩互層	0.0685	砂岩粘板岩互層	0.0375
輝緑岩様層	0.0606	粘板岩層	0.0489
石灰岩層	0.0292	砂岩層	0.0666

中生層の各流域における岩種別固有侵食係数

x=0.0522	平均	x=0.0355	全平均 x=0.0375
y=0.0239		y=0.0575	y=0.0489
z=0.0666		z=0.0573	z=0.0666
x=0.0188			
y=0.0910			
z=0.0479			
x=不定	平均	x=0.0394	
y=0.0594		y=0.0403	
z=0.0904		z=0.0760	
x=0.1068			
y=0.0212			
z=0.0616			

中生層中で最も構造線発達（破砕帯）し係数値低下

（註）　x=砂岩粘板岩互層　y=粘板岩層　z=砂岩層

でない。

引続いて主として第6図によつて他の地域の状況をみると，不土野川の流域は，前述のように耳川上流部の古生層地域と非常によく似た状況を示している。第2表の後の方に固有侵食係数を求めるために，各近隣の相似の地域ごとに岩石種百分率と侵食係数との間に三元一次連立方程式（観測方程式）を立てて解を求めてある。 x, y, z の値（固有侵食係数）は，岩石名は同一であつても地域的に値が異なつている。いまこの不土野川流域において，

中生砂岩・粘板岩層	0.0375 km³/km²
〃 粘板岩	0.0489 〃
〃 砂岩	0.0666 〃

とすると面積百分率の点からみて，流域の平均侵食係数は 0.0481 となつて近似してくる。

また一面，本流域は粘板岩が卓越しているから，この値に全体が似てくるともいえるようである。

次に滝・アロー谷方面は，古生層の続きの部分であるので，石灰岩の地帯が低い値を示す。

上福良の崩壊地が 0.07 に近い高い値を示すのは前後矛盾した表現となるが，この付近は砂岩の卓越する所なので，砂岩固有の侵食係数を示したので，実際は火山噴出物が覆つているので，低い値を示し，さらに崩壊がその値を低めているのである。松木—持田は古生層を除いて粘板岩地帯が比較的低い固有侵食係数を示している。おそらくこの地層は早くから侵食をうけて丸味をおびてしまつているのであろう。そしてこの地層の北接部分に仏像構造線が走つており，その両側 200～300 m は破砕帯があるのでその影響も充分に考えられる。とにかく 0.024 とは異常な値である。そして砂岩や互層の固有侵食値が高いのは，断層線がこれらの間を走つていることが多いことも1つの原因であろう。池ノ本—一つ戸付近は，粘板岩および砂岩粘板岩互層のよく発達する地区である。この固有侵食係数は，

砂岩粘板岩互層	0.0198
粘板岩	0.0910
砂岩	0.0479

という極端な値を示している。互層が比較的低い値を示すことは，不土野の例で考えられるが，これはまた極端な値である。この地区では粘板岩地帯と互層地帯との境界を比較的大きな断層が走つているので，これによる擾乱を示しているとも考えられる。この断層のために互層の部分は大きな破砕をうけて，比較的早く陵角がとれて丸味をおびた山形となり，谷の発達も悪い。これに反して粘板岩の部分はまだ崩壊の途中であり，比較的峨々たる山容を呈しているとも考えられる。それには千枚岩質の粘板岩の存在も影響を与えていると考えられる。

さて問題の新橋川流域であるが，こゝは河道に沿つて走る断層およびこれに伴つた破砕帯の存在に充分注意の必要があつたが，現在この位置は貯水池の水の下に入つているため，直接観察することが不可能である。第2表の 14, 15, 16 と 17, 18, 19 の各群で求めた固有侵食係数は，同表の後でみられるように著しく値が変動していて，本地域の破砕帯の規模が相当大きいものであることを物語つているようである。

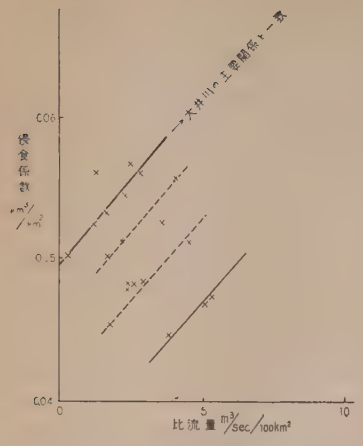
この区域の平均値では

砂岩粘板岩互層	0.0394 km³/km²
粘板岩	0.0403 〃
砂岩	0.0760 〃

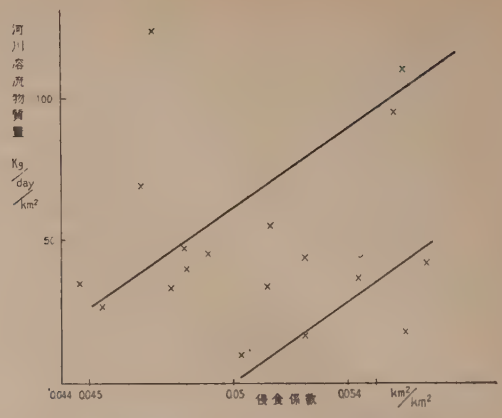
の値を示している。こゝでも砂岩層が一番凹凸起伏のある地形を示している。そしてこゝでも互層の部分が低い値を示している。第6図は各群の固有侵食係数のみで描いてあるから，やゝ極端な表現になつている。これでみると，竹枝尾の西部の山稜付近に 0.09 という高い値のところがある。主として砂岩層の発達するところである。竹枝尾—新橋—小崎と西偏するに従つて互層の部分の値が高くなることが示されている。現地の実際はどうかといえば，小崎の左岸には著しい荒廃地があり，砂礫の流出もはなはだしく，現在も砂防対策工事が実施されている所である。川ノ口—小崎峠の地域は，踏査不充分のため判然としない。次にはなはだしい高い値を示す地点は，臼杵俣—小向間の互層の発達する地域であり，古くから砂防工事が実施されている所である。小向の下流 500 m の野間氏宅付近は，昭和29年4月からこの貯水池湛水を開始してから4カ月目の7月22日から，山林畑地の諸々に亀裂を生じた。この方向はほゞ東西に走つて河流とほゞ平行している。とくに墓地の台石までこの方向の亀裂が入つているのは珍らしい現象である。河岸の露頭をみると一見山崩後の崖錐地のような感じを与え，破砕帯の発達が著しいことがわかる。水質の項で述べた地表水，地下水の成分の稀薄な点も，裂罅がよく発達するため，水の流通がよく，雨水がそのまゝ流出すると解釈すれば解釈できないことはない。以上で第6図を主とした本地域の侵食状況をやゝ数量的に述べたわけである。後で河床堆積砂礫の質と量および供給源の説明をするが，以上の説明を了解しておけば，一層わかりやすいと思う。

4.4 各種測定値間の関係

第7図として大井川の場合と同じく，比流量と侵食係数との関係を示した。各岩種別による比流量を求めてないので，両者の関係は求められなかつた。図上では点が



第7図　比流量と侵食係数（散在して関係が認められないようであるが，近接地区で同一地質の地点を結ぶと図のような関係が得られる。大井川の場合と微係数は同様である。）



第8図　河川流溶物質量と侵食係数（大井川の調査と比較して一般に量が少ないが，函数式は大井川の最低のものと一致する。両者の微係数はほとんど同様である。）

散点して，むしろ負の関係を示すようにみられるが，近接地区で地質状況の似た所は図のように4群に分かれて示される。一般にこのような相当複雑な要素から成立つ二函数間の関係は，一本の線で示されることが少なく，その意味では関係がばくぜんとしたものになる。あくまで大体の傾向を示すにとゞまる。一番上の直線が大井川の主要な関係と全く一致している。こゝには大崩壊地がないので，大井川のような特殊な直線関係がみられない。

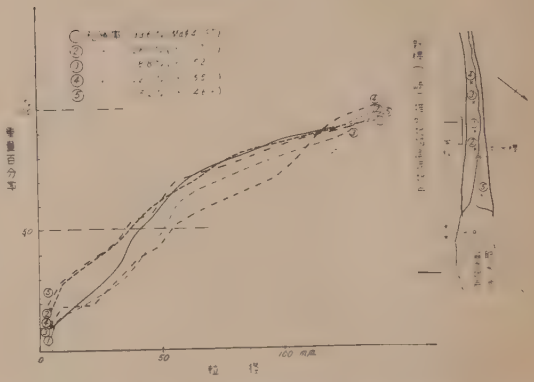
第8図は河川溶流物質量（kg/day/km²）と侵食係数の関係であるが，おゝよそ正の関係があると思われる。大井川に比較して傾向はほゞ同様であつても濃度が稀薄である点が異なつている。本地域は高度も低く風雪の害も弱いので，このような風化の程度に差異を生ずるものと思われるのである。

5. 河川堆砂の篩分分析結果について

今回の調査では，特別に調製した篩を持参して河床堆積砂礫の篩分けを行なつた。

第9図は，新橋の貯水池背水地点に上流から流送された堆砂のなかで表面を5カ所測定した。各点において1m四方で深さ50 cmの砂礫を篩分けたものを重量比によつて加積曲線を描いたのである。

この堆積砂礫は，主として昭和27年の風水害のさい上流から運搬され，貯水池へ入つたもののうちの残部である。この砂堆の先端は延びて水中に入つており，満水面汀線から上流400 mまでの体積を推算すると（簡易測



第9図　新橋（小崎）方面堆積砂礫の篩分分析結果（加積曲線）

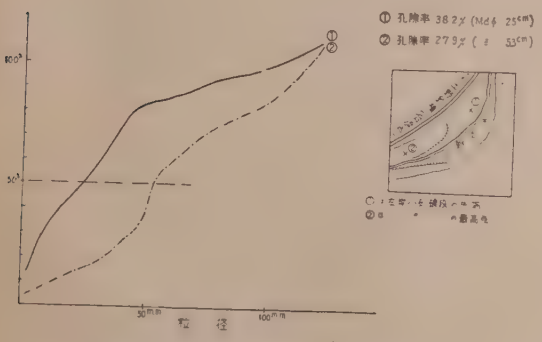
量を実施したので），約20万m³となる。この河床は旧時は現在より10 m低かつたのである。この地点から上流の面積は24 km²ある。まだまだこれより上流の河の屈曲点や平野部に堆積した砂礫があるので全体では相当大きな量に達するはずである。通常本川流出率は60%位とされているから，この昭和27年の洪水のさい貯水池に流送された砂礫の量は，この地点だけからでも30万m³に達することになる。このような大風水害は毎年あるものではなく，数年おき位に来襲するものであろうから，毎年このようなばく大な流送砂礫があるわけではない。平時にはこのように残留したものや，貯水池内に入つたものが常時少しずつ河床移動を起こして前進するものである。貯水池は自然の池と異なり，発電のために水を使用して水位の上昇下降の変動がかなり激しいので，前進速度もかなり速くなることが推察される。

さて第9図の河床礫の平均粒径は上流部が5.2～5.5

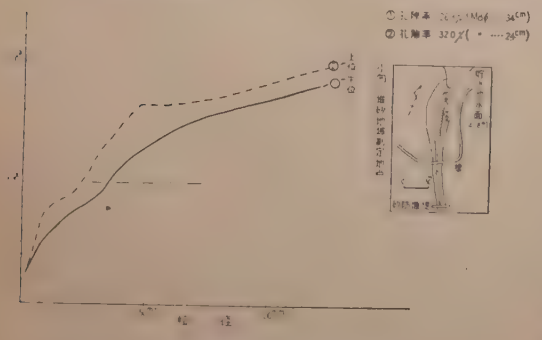
cm，それより100～200 m 下流で3.7～4.6 cm となつており，孔隙率もそれに反比例して変化している。岩石種に分ける作業は時間の都合上実施しえなかつた。一般に3 cm 以下の粒径の所に粘板岩が多くなつていた。そして加積曲線をみても①が④③と②⑤の中間にあるのもその上流からの順序からいつて，かなり整然とした規則性を示している。

第10図は新橋川の支流で石仁田山の前山である，1098.2 mの山嶺から北部に流出する小流であるが，この付近は砂岩粘板岩互層を主体とする地質である。石仁田山から南方の大河内地区と同様に山体の崩壊がはなはだしい所である。図にみるように砂防ダムができている。この地区では河床に堆積する礫の垂直分布状態を検討する意味の測定を実施した。下位のものが粒径が大きく，したがつて孔隙率が小さいことも常識通りである。平均粒径が2.4～3.4 cm であつて，新橋の場合より小となつている。これは，堰堤によつて淘汰されたためと思われる。たゞそれのみでなく，流域面積も少で流量も少ないので運搬力が勾配の割に弱いのであろう。

この地点の堆砂量は約3.3万 m³ 位である。これも昭和27年の風水害のさいのものである。後背面積の小さい割にすると産出礫の量は大きいものである。ざつと推算してみても1.5 km² の面積の所から約8万 m³ の土砂が流出したことになる。したがつて新橋の例と比較すると1 km² 当りの砂礫産出量ではこの方が約2.5倍になつている。



第10図　新橋方面支流小向川（崩壊地帯）堆積砂礫篩分分析結果（加積曲線）



第11図　不土野方面堆砂篩分分析結果（加積曲線）

第11図は不土野川の貯水池に注ぐ付近の河床礫の篩分分析結果である。平均粒径は2.5～5.3 cm を示していて，新橋の場合よりやゝ少である。こゝは割合に土の量が多く，3 mm以下の部分が①の例では15.6%にも達している。貯水池に流下する付近の40～50 mは，大体20 m以下の細礫および細砂が主体となつている。この上流の侵食係数については，すでに前節で述べたが互層の部分の値が低くなる点からみて，この部分が多く流亡しているとも考えられるのである。この流域はあまり顕著な断層がないためか，もめている所が少なく，全般的にはなはだしい災害地の景観を呈しない。しかし流積している礫の量は決して小ではなく，概算してみると，24万 m³ 位の量はあるものと思われる。全流域は 40.2 km² であるから1 km² 当りの流出砂礫量を前と同様の方法で求めると，1.5万 m³ 位となる。これは前二者と較べて，かなり小さい値である。

いまこれをまとめて記すと，

1洪水時（昭和27年の台風の規模）の流出土砂量 m³/km

小向石仁田下流地区　5.3万m³/km²(0.10 km³/km²)
新橋川　新橋地区　2.0万m³/km²(0.052 〃)
不土野川　釣橋地区　1.5万m³/km²(0.048 〃)

のようになる（括弧内は侵食係数）。

以上はいずれも極端に崩壊した地点における計測であつて，このような流出を示す地点がそれほど多く存在するわけではない。しかも産出した石礫が全部一度に貯水池内に入るわけではなく，除々に前進してくるのである。

6. 上椎葉貯水池の堆砂量の推算

上椎葉ダムは，わが国最初のアーチ式ダムであつて，堤高100 m，貯水池総水量9,100万 m³ に達する最新式のものである。完成は昭和29年4月であつて，もはや5カ年経過している。

この貯水池に対する年間堆砂量が，どの程度のものであるかを，大井川水系の井川・畑薙両貯水池の例にならつて推算することにする。

この上椎葉貯水池の年間堆砂量を推定するために，長期間にわたつて堆砂量測定を実施された岩屋戸ダムの資料を利用して，これから適用しようとする方法を検討する必要がある。

この岩屋戸ダムの高さは 57.2 m，貯水量，1,434,186 m^3 である。流域面積はダム上流の総実面積は 339.3km^2 である　現在の堆砂率は 17.3％（昭和 23 年末までの計測）より上であろうと思われる。

さて大井川調査報告のさい用いた流砂量実験式

$$S=4.27\,e^{113C}+950 \quad (S=m^3/km^2/year \quad C=侵食係数)$$

を用いて岩屋戸上流から流下する有効流砂量を求めると，十根川の侵食係数は 0.0554，桑木原方面 0.0491 であり，上椎葉上流は 0.0511 であるから，総平均は 0.0519 である。これを上の実験式に代入すれば，2,550 $m^3/km^2/year$ となる。これを全面積にかけると，865,125 $m^3/year$ となる。ところがこの岩屋戸ダムの捕捉率は大井川の場合に示したように，

$$H=0.0326S+37 \quad (Hは堤高(m))$$

から求めると，S=619 ($m^3/km^2/year$) となる。

2,550 $m^3/km^2/year$ に対しては 24.3％となる。

したがつて，年間堆砂量は，210,225 m^3 となる。岩屋戸ダムの 6.2 年間の年間堆砂量は平均値として 231,320 m^3 となつている。まず大体この位の差は致し方ないであろうから上の方法はまず使用しうることになる。

さて上椎葉アーチダム上流にこの堆砂現象をしぼつて考察すると，侵食係数約 0.0511 面積は 209.7km^2 である。有効流砂量は式により 2,370 $m^3/km^2/year$ であるから，年間有効流砂量は，496,990m^3 である。これに対する捕捉係数は前に示した式によつて 64.2％であるから，319,000 m^3 ということになる。100 m級の高ダムでは，捕捉係数が高くなるのでこのような比較的高い堆砂量となるのである。

7. 結　言

大井川上流部の荒廃地調査と同様の方法をもつて，耳川上流部の調査を実施して次のような結果を得た。

1) 耳川上流の 210 km^2 にわたる地域において，比流量と侵食係数および地質との間に相当判然とした関係があることがわかつた。

2) 山地風化状況と河川溶流物質量との間にも相当明らかな相関性を認めた。

3) 断層その他による侵食係数の乱れが，固有侵食係数をいくつかの観測方程式を計算することによつて明らかにされた。そして実地踏査の結果と照合して，大体正しいことが認められた。

4) 貯水池周辺の堆砂を篩分試験することによつて堆砂現象の内容を明らかにすることができ，さらに崩壊のはなはだしいところから，どの位の砂礫の供給があるかを知りえた。

5) 貯水池堆砂量計算には大井川で用いた方法で実施した。その方法の適用性を検討する意味で，岩屋戸ダムの資料を用いたが，適用しうることを認めたので，計算した結果，上椎葉貯水池に対する年間推定堆砂量は319,000m^3 であることがわかつた。

（昭和 32 年 11 月調査）

文　献

1) 野満隆治：河川学，地人書館，1944

2) 斉藤正次他 3 名：宮崎県北西部五箇瀬川・耳川上流地方地質説明書，宮崎県，1955

3) 資源調査会：河川堰堤の堆砂量に就て，(1) (2)，総理府，1951

4) 杉尾捨三郎：堰上流の堆砂現象に関する実験，土木学会誌，Vol. 38, No. 11, 1954

5) 杉尾捨三郎：堰上流の堆砂に関する解析的研究，土木学会論文集，No. 32, 1956

6) 田中治雄：我国における貯水池築造に関する地質工学的研究，電力中央研究所，1953

563.12：553.982 (521.14)

秋田県黒川油田北方の有孔虫化石群集の分布について

石和田　靖　章*

1. 緒　　言

秋田県黒川・豊川両油田ならびにその北方一帯の地域は，すでに帝国油田第11区および第13区として地質図が公刊されているが，1951年から1953年にわたり，当所石油課によつてふたゝび地質準精査が実施された。この調査に付随し，有孔虫化石概査も併施されたが，その目的は火砕質鍵層によつて表わされる層準，岩質等と化石群集分布との間の巨視的な関係を明らかにすることであつた。測線間隔が粗であつたこと，調査地域の南部では“天徳寺層”以上の地層は化石を溶失していることが多かつたことなどから，充分な成果をあげえなかつたが，なおおゝよその様相を窺いうる結果を得たので，こゝに略述する次第である。

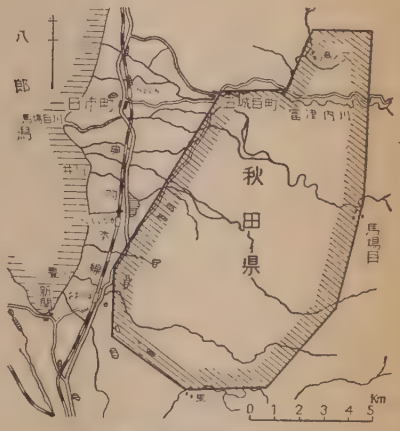
2. 地質の概要

秋田油田の地質については，藤岡一男・井上武・池辺穣らの研究により近年著しく知識が進歩した。しかしこの小報告においては目的の性質上および便宜上，石井基裕の層序区分に準拠して説明を加えることとする。すなわち，

石井（1950 調査，五城目北部～豊川油田）

潟西層	E	砂（礫）
	——不整合——	
笹岡層	D_3	砂岩
	D_2	細土質砂岩～砂質細土岩
	D_1	細土岩
天徳寺層	C	灰色泥岩
船川層	B_2	黒色泥岩
	B_1	
女川層	A	板状硬質珪質頁岩

潟西層は，明瞭な傾斜不整合をもつて笹岡層以下を覆い，砂層を主とするが粘土層も介在し，西部では *Cor-bicula* sp. の化石を産する所もある。本層は有孔虫化石を検出することができない。

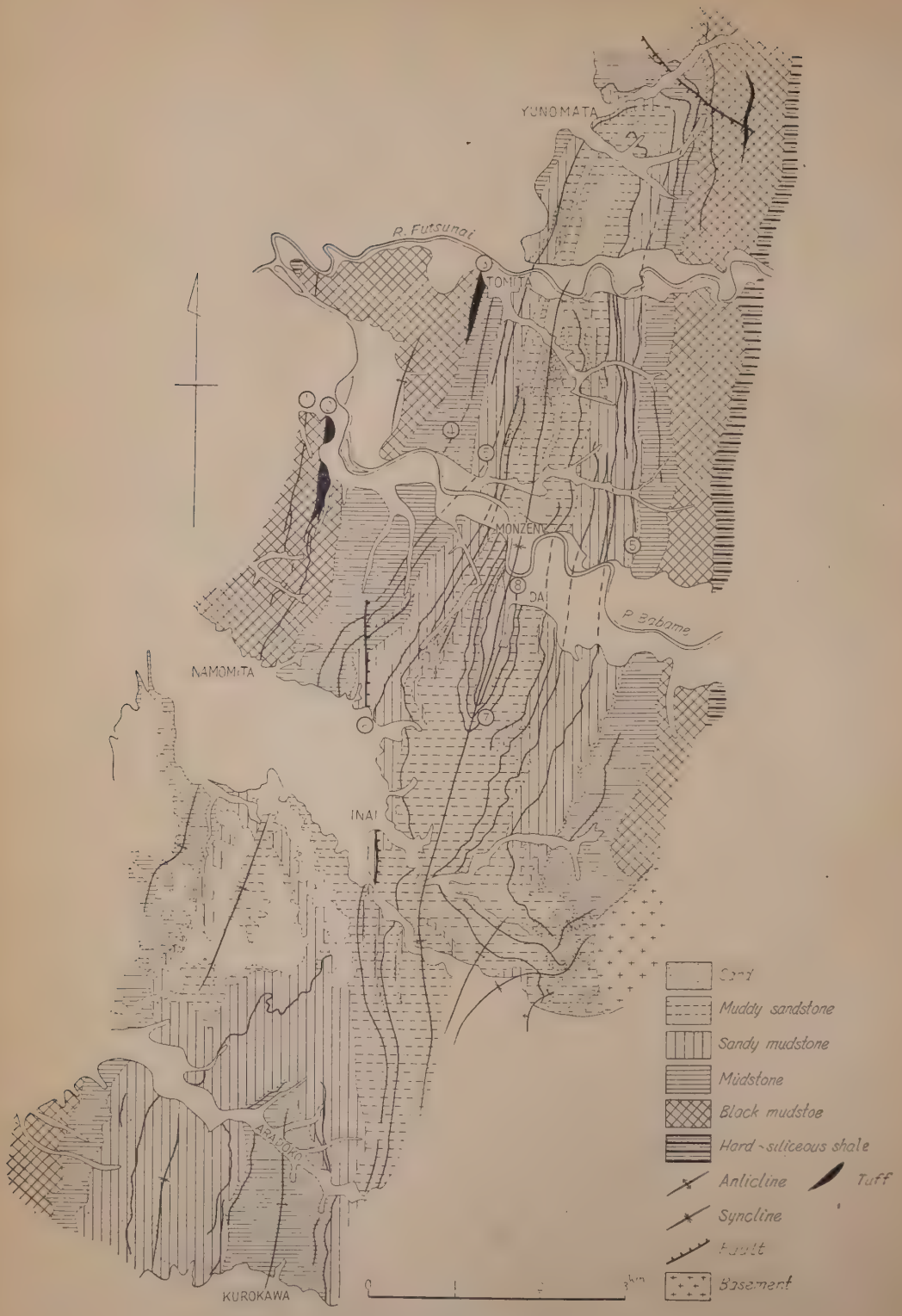


第1図　調査位置図
Studied area

笹岡層および天徳寺層と呼ばれる地層は，門前向斜の両翼間において著しい岩相変化を示すが，西翼の馬場目川沿岸において，石井の層序区分と照合すると（第2図参照），鍵層8，7はD_3部層中に，鍵層6はD_2，D_1両部層の境界に，鍵層5はD_1部層とC層の境界に，鍵層4はC層中に，鍵層2，3はほゞC層基底部に位置する。

石井の層序区分をあてはめれば以上のようになるが，実際には岩相区分によつて直ちに何々層と識別することは，きわめて困難である。第2図に明らかなように門前向斜の両翼間，ならびにそれぞれの側において南北方向にも岩相変化は著しい。全体としてみた場合，調査地域の南東部に最も砂質相が発達しているが，これはこの部分に構造上比較的上位の地層が広く分布しているためばかりではなく，笹岡層に従来対比されていた地層が，ほとんど泥質砂岩に遷移していることにもよる。井内の谷の奥では基盤花崗岩類がみられるが，C層以下の層位が

* 燃料部



第2図 黒川油田北方地質略図
Conceptional geological map

これに覆蔽不整合で接していると推定され，このような基盤の高まりが笹岡層層位における著しい岩相の変化，および後述する化石相の変化をもたらしたものと推察することができる。

地域内の主要構造は，NNE—SSWに近い延長方向を有する。黒川油田を形成する黒川背斜，その東側を並走する門前向斜は最も主要なものであり，図示した地域外には黒川背斜西方に一向斜を介在して，浦山・豊川の両背斜，すなわち豊川油田を形成する，やゝ複雑な形状の背斜群が存在する。

黒川油田北東，門前向斜の東側には，小褶曲群がみられるが，これらは主要構造と趣きを異にし，当地域の主要構造方向に合致しない。こゝは前にふれた基盤の高まりの周辺であつて，これら小褶曲群は rigid な基盤岩の影響をうけて形成されたものであろう。

地層の傾斜は10～80°内外であるが，一般に下位地層ほど急斜し，また門前向斜では西急東緩の構造を示す。

3. 底棲有孔虫化石群集の分布

有孔虫化石の検出は次の操作によつた。すなわち，露頭中の同一層準において数カ所から 1～2 kg の岩石破片を採取し，これを 120g に減量した後ローラー・ミルで破砕し，120 mesh のフルイ上に水洗後乾燥する。黒色泥岩層（B層）以下では残渣を直接検鏡し，C層以上では四塩化炭素による浮選法を用いたが，浮選残渣も念のため検鏡した。

原則として底棲種 100 個体を選出し，優勢属・種をもつて群集型を定めた。しかし，C層下部（*Martinottiella* 群集帯）以下の層位では個体数に乏しく，たかだか数10個体以下しか検出しえなかつた。

このようにして得られた結果を整理すると，当地域の標準化石層序は次のようになる。

群集帯名（上位から）	（略称）
i. *Elphidium* 群集帯	（*El* 帯）
ii. *Epistominella pulchella* 群集帯	（*Ep* 帯）
iii. *Angulogerina-Uvigerina* 群集帯	（*A-U* 帯）
iv. *PF～NF* 帯（北部）	（*PF～NF* 帯）
Martinottiella 群集帯（南部）	（*M* 帯）
v. *Martinottiella-Haplophragmoides* 群集帯	（*M-H* 帯）

第3図は群集帯の分布を示したものであるが，*El* 帯は *Elphidium davatum* を主とする群集と，他の *Elphidium* 類を主とするものとに識別してある。また後述するように *Bulimina marginata* を主とする群集も東側に分布している。

第3図　有孔虫群集帯の分布
Inferred biofacies map

El$_1$: *Elphidium advenum-E. yabei* assemblage
El$_2$: *Elphidium clavatum* ass.
Bu. m : *Bulimina marginata* ass.
Bu. m-Ci-Ep : *Bulilimina marginata-cibicides* spp.-*Epistominella pulchella* ass.
Ep : *Epistominella pulchella* ass.
A-U : *Angulogerina kokozuraensis-Uvigerina akitaensis* ass.
M : *Martinottiella communis* ass.
M-H : *Martino ttiella communis-Haplophragmoides* spp. ass.

Elphidium 群集

この群集は大別して *E. clavatum* CUSHMAN を主とするもの（*El*$_2$）と，他の *Elphidium* 類を主とするもの（*El*$_1$）とに分かたれる。

El$_1$ 群集は，*Elphidium advenum*（CUSHMAN）が最も優勢なことが多いが，*Elphidium yabei* ASANO[註1]がこれに次いで優勢である。その他，上部では *Hanza-*

註1) *Elphidium bartletti* CUSHMAN (=*Cribroelphidium arcticum* TAPPAN) と思われる。

waia nipponica, Elphidium fax barbarense, Cibicides 類, *Nonion japonicum, N. maupukuziense* などが比較的多く，また下部では *Elphidium fax barbarense, Cassidulina yabei, Elphidium* spp. (本邦沿岸亜極冷水系の発達する浅海に多いもの) などが少なくない。

El_2 群集は *Elphidium clavatum* を主とするが，*Elphidium yabei, Cassidulina yabei* も少なからず随伴し，また下部では *Elphidium advenum, E. fax barbarense, E.* spp. のほか，*Epistominella pulchella* を少なからず伴う所がある。

これらいずれの群集にも浮遊性有孔虫が著しく伴つている。また大部分の底棲種は本邦沿岸において，亜極冷水系の発達する浅海水域に多くみいだされるものである。

Epistominella pulchella 群集

大局的には *El* 帯と *A-U* 帯との間の漸移的性格を有するが，最も特徴とするところは *Epistominella pulchella* HUSEZIMA et MARUHASI を優勢種として含むことである。漸移的性格を有するところから，*Elphidium clavatum, Uvigerina akitaensis, Angulogerina kokozuraensis* などをしばしば多く伴うが，その他 *Cassidulina* 類が常に多量に伴つている。*Cassidulina* 類は南部ほど優勢で黒川背斜周辺では，—— 第3図では *Ep* 帯として表現しているものの——*Cassidulina yabei* または *C. subglobosa* 群集に置き換えられている所もある。

Epistominella pulchella は現在の本邦沿岸でも日本海あるいは釧路沖等，亜北極水系の発達する水域で下浅海帯ないし深海帯に発見されている。しかし群集を構成するほど大きな相対頻度をもつて産出している例は聞かない。

Angulogerina-Uvigerina 群集

Angulogerina kokozuraensis ASANO と *Uvigerina akitaensis* ASANO を主要優勢種とする群集である。随伴する主要属種には，*Epistominella pulchella, Cassidulina* 類 (*C. yabei, C. subglobosa, C. norcrossi, C. japonica, C. islandica* など) のほか，ときとして *cibicides pseudoungerianus, Pullenia apertula, Nonion pompilioides,* などがある。

これとほとんど同様の内容を有する現世群集は，現在の日本海において固有水塊中 (ほゞ 200m 以深) に広く見ることができるが，たゞ *Epistominella pulchella* をほとんど欠いていて，*Epistominella* 属では *E. naraensis* が割合普遍的に見られる。

PF～NF 帯——*Martinottiella* 群集

北部ではこの帯にほとんど有孔虫化石を産しないが，南部では *martinottiella communis* (d' ORBIGNY) が普遍的に産する。ときには calcareous foraminifera を僅かに伴う。例えば黒川油田 R 144 号井では，50～150 m の間にこの群集帯が認められ，*Elphidium fax barbarense, Hanzawaia nipponica,* など displaced foraminifera と思われる種が検出されている。*martinottiella* を産することは下位の黒色泥岩層の群集帯と共通であるが，この群集帯では *Haplophragmoides, Goësella, Cyclammina* などの砂質有孔虫類がほとんど見られず，かつ *Coscinodiscus* 等の珪藻や海綿針骨が普通に見られることで，たとえ岩質上黒色泥岩に類似していても容易に識別されるのを常とする。

martinottiella communis は汎世界的分布を示し，また本邦現世底質試料では太平洋側沿岸にごく普通にみいだされる。しかし極前線消長水域を除き，亜北極水系水域ではほとんどみいだされず，僅かに日本海側沿岸にきわめてまれに検出されることがある。これは産状から考え，第三紀層中からの derived fossil であろうと思われる[註2]。

martinottiella-Haplophragmoides 群集

martinottiella communis および *Haplophragmoides* spp. が最も主要な構成種で，*goesella* sp., *Cyclammina japonica* 等の *Cyclammina* 類，*Miliammina echigoensis* などを多少とも伴うことが多い。

以上の群集帯の分布上の相互関係は第3図に示したが，*M-H* 帯と船川層 (B層) とが一致するほかは，南北方向にも東西方向にも著しい化石相の変化が認められる。とくに門前向斜東翼内における変相は著しく単に凝灰層で示される層準と群集帯とが斜交すると推定されるばかりでなく，*Ep* 帯にあたる層準に *Bulimina marginata* 群集が発達し，また El_2 および *Ep* 両帯が *A-U* 帯中に介在する。図に見られるように，変相は門前向斜南部に著しいが，この部分は先に触れた基盤岩の突出部に近接した所でもある。bathyal facies 中に neritic facies が著しく入りこんでいることは，この基盤岩が笹岡層堆積当時この近辺の海底地形に大きな影響を与えていたと推測させるに充分であろう。また *Bulimina marginata* は現世のデータから推察するなら，亜北極水系水域に好んで棲息するものではなく，暖流水系下またはその影響のある水域に分布するものゆえ，この群集が介在する層準の堆積時期には亜北極水系上に暖流水系が層重していたと推定するのが常識的であろう。実際 *Ep* 帯

註2) 酒田沖 95～100km (390～600m 水深) や酒田沖 3 km (15m 水深) などにきわめて少数発見される例もある。

あるいは *A-U* 帯中であつても僅少ながら *Siphogenerina raphana, Bulimina aculeata, Bolivina robusta* のような暖流水域を本来の棲息場所とする種が発見される所がある。

次に顕著な事実は *NF～PF* 帯あるいは *M* 帯が北部では著しい発達をみせず，南部に著しいことである。この帯は岩相は暗緑灰色（一部暗灰色）泥岩で代表され，岩相上は笹岡層に近縁であつて，前掲石井の対比表では *A-U* 帯の一部を含めて天徳寺層とされている。一方，化石相の上では松永孝らにより天徳寺相とされているようであるが，*Martinottiella* を普通に産し，かつ上位の *A-U* 帯ではほとんど *Martinottiella* を検出しえないこと，および現世における有孔虫分布の知識などから類推すると，*M* 帯と *A-U* 帯との関係は変相と考えるより時間的の差と考えた方が無理のないように思われる。もしこのような考えが正しいとするなら，門前向斜北部東翼のように *M-H* 帯と *A-U* 帯とがほとんど密接する所では，黒川背斜周辺で厚い *M* 帯の堆積が行なわれているとき，堆積量が著しく少なかつたということになる。

化石群集と岩質との間には，仔細に小地域内の関係を求めようとすると，大きな相関はない。石井の対比・層序区分と群集帯分布とが一致しないのもその現われである。しかし，地域全体としてみると確かに両者の間に蓋然的関係が認められる。たゞこれらの間の対応は若干のズレを伴うようにみえるのである。最も良い例は，井内部落の東奥にある基盤岩の突出部周辺で，この付近の岩相が全体として粗粒化していることと，bathyal biofacies 中に多くの neritic biofacies が入りこんでいることとの関係であろう。この場合でも第2図と第3図を比較すればわかるように，岩質の変化に追随して直ちに化石相も変化するというわけではない。

4. 結　語

従来油田地帯の対比にさいしては，guide species を用いる方法と，assemblage zone を用いる方法とが適当に組合わされて実用上の目的を達してきた。この小研究の対象にした地域はさして広い範囲ではないが，有効な guide species を有しない“天徳寺層”以降の地層において，化石群集の zonation が大局的に斉一であるにもかかわらず，なお凝灰層で指示される層準とかなり斜交している事実は，assemblage zone による対比に改めて注意を与えているものとして受取られるべきであろう。今回は浮遊性有孔虫類を扱わなかつたが，もし暖水系と亜極冷水系との差に基づいて対比を試みようとするなら，例えば井内の東奥における顕著な変相のように，深海水系が冷水系でも上位または沿岸よりに暖水系が層重していると推定される場合，やはり慎重に考慮を進める必要があるものと予測される。

文　献

1) 石井基裕：最近の探鉱成果　秋田地区，石油技術協会誌，Vol. 18, No. 4, p. 164～170, 1953

2) 松永孝他：油田第三系微化石層位学の現状，日本古生物学会 1954 年年会講演要旨（謄写刷），p. 1～161

549.02：553.2

外的條件と鉱物組成の相関関係*

D. S. Korzhinskii

小西　善治訳

成分の含量と化学的ポテンシアル値との相関関係

温度 t，圧力 p が一定の場合には，等温・等圧ポテンシャルが極小値をもつ状態が安定である。このように安定状態の2成分系は成分 a，b の含量（モール）およびその化学ポテンシャルによつて次のように表わされる。

$$Z=a\mu_a+b\mu_b \quad \text{または} \quad \frac{Z}{a+b}=\zeta=\frac{a}{a+b}\mu_a+\frac{b}{a+b}\mu_b \tag{58}$$

ζ＝モール等温等圧ポテンシャル

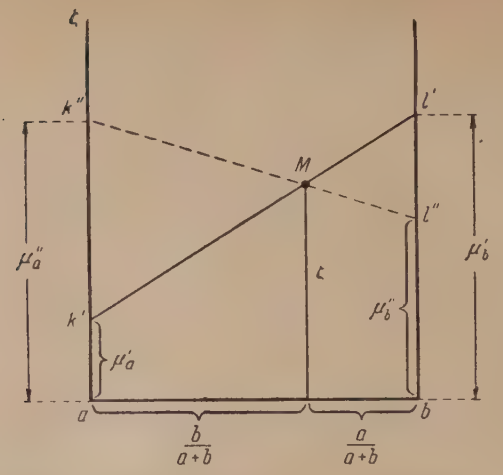
この式によつて，成分組成一モール・ポテンシャルの周知の図表が求められる。この種図表には，T と p とが不変の場合の，2成分系における化学ポテンシャル値の間の相互的結び付きが明らかに現われている。a 点を原点とした横軸には，物質系の組成に対して $\frac{b}{a+b}$ 比の値がとられ，物質系の考えられうるあらゆる組成は，a 点と b 縦座標軸との間に重心（座標）的に描かれている。横座標には，与えられた相状態における与えられた組成の物質系のモール・ポテンシャル ζ の値がとられている。例えば，M 点には，一定組成のある種鉱物の組成とポテンシャル値がとられている。次に M' を通つて任意の直線 $k'\,l'$ を引く。このような直線で切断されて求められる ak' と bl' 断面（右縦座標および左縦座標の両端との間の）は，基本的な幾何学的考察により，(58) 方程式と比較される方程を満足さす。

$$\zeta=ak'\cdot\frac{a}{a+b}+bl'\frac{b}{a+b}=\frac{a}{a+b}\mu a'+\frac{b}{a+b}\mu b',$$

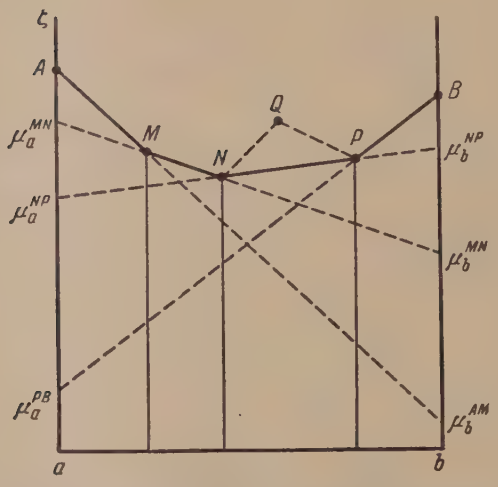
こゝで ak' と bl' とは，鉱物 M における $\mu a'$ と $\mu b'$ 成分の化学ポテンシャル値中の1確率対（probability pair）を代表するものである。M 点を通る他の任意の直線は，また M 結合物における成分の化学ポテンシャル値の確率対を与える。例えば $k''\,l''$ 直線は μ_a'' と μ_b'' との値の確率対を与えている。このように第54図に示されてある型の図表は，一定組成の与えられた相における化学ポテンシャルの確率値間の相関関係を表わしている。1成分の化学ポテンシャルが増大すると，他成分の化学ポテンシャルの低下を招く。（丸太の上にわたされた板のシーソー運動を想起させる。）

いま a—b 系では，さまざまな組成の若干鉱物類，A，M，N，Q，P，B が安定であるとしよう。2鉱物の混合物のモール・ポテンシャル ζ は，(58) 式と類似の転移式 —鉱物の構成混合物のポテンシャルからなる—によつて求められるであろう。すなわち図表では，混合物に対応する点は，造岩鉱物のポテンシャルに対応する点を結び付けた直線上に，常に存在するからである。したがつて安定鉱物の組成およびポテンシャルを代表する（直線上）諸点の線分を結び付けると，物質系のポテンシャルとその組成との相関関係を表わす A，M，N，P，B

* Д. С. Коржинский：физико-химические основы анализа парагенезисов минералов, Глава IV, Зависимость минерального состава от внешних условий, p. 103, Издательство академии наук СССР, 1957



第 54 図　2 成分結合物 M の化学ポテンシャルの相関関係を示す



第 55 図　一定成分 A, M, N, P, B 鉱物を含む 2 成分系内における成分の化学ポテンシャル μb と組成との結び付きを示す

破線が求められる（第 55 図）。この破線は，全拡長 (extension) 上で（下へ）凸となるはずである。いま物質系自体内で，q 鉱物一凸破線の Nb 環より上方に分布するものとする一の凸條件が乱されるならば，NP 鉱物の混合物に自然崩壊が起こり，崩壊はポテンシャルの低下を伴う。

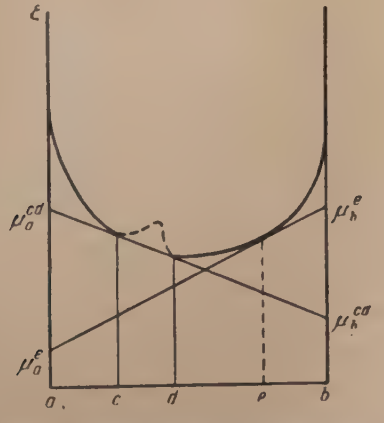
2 相が平衡を保持するためには，各成分の化学ポテンシャル値が 2 相において個々別々に等しいことが必要とされる。この條件によつて，2 成分系の 2 相混合物中における化学ポテンシャル値は，完全に一定となる。すなわち成分の化学ポテンシャル値を代表する諸点は，対応鉱物を表わす点を通る直線上にある。例えば（第 55 図），M，N 鉱物を表わす 2 点を通つて引かれた直線は，M，N 鉱物の混合物中における成分 μ_a^{MN} および μ_b^{MN} 化学ポテンシャル値を表わす点と図表の端座標上で交わる。1 鉱物 M が存在する場合には，そのなかの b 成分の化学ポテンシャルは，μ_b^{MN} より大きくならないはずである。そうでないと，M 鉱物中に

おける N 鉱物の占める領域が自然に増大するからである。さらにまたその値は，μ_b^{AM} より低くならないはずである。このような現象が起こらないならば，A 鉱物の占める領域が増加するはずである。

第55図に代表される型の図表は，完全移動成分 b の化学ポテンシャルの緩変化の下で，1不活性成分 a からなる物質系の状態がいかに変わるはずであるかを，きわめて明確に示している。b 成分のきわめて低い化学ポテンシャルが物質系中で成立している場合には，不活性成分 a は，1成分 a からなる A 鉱物の存在を誘導する。このような現象が起きるのは，残余の鉱物類 M, N, P, B は，b 成分のポテンシャルが若干高いので，この種鉱物は，b 成分の遊離に伴つて分解するからである。いま外的媒質—例えば a 成分からなる（岩石を媒介として吸収される）溶液—中の b 成分の化学ポテンシャル値が，μ_b^{AM} —AM 直線と b 成分座標との交点に対応する—より大きい場合には，鉱物 A は，外的媒質と反応し，M 鉱物におきかわる。さらに μ_b が増大しても(外的媒質から b 成分を吸収して N 鉱物による M 鉱物のおきかえが起きることを示す)，μ_a^{MN} の値を超えない間は，系の状態に変化が現われない。さらに μ_b が増大すると $\mu_b > \mu_b^{NP}$ の下で N—b のおきかえが起きる。反応は，完全移動成分 b の化学ポテンシャルの連続変化の下で，不連続的（μ_b が一定の値で）に行なわれ，そのさいには，これらの値の間の μ_b の変化は，定組成鉱物に影響を及ぼさないようである。したがつて与えられた各モーメントにおける不活性成分 μ_a の化学ポテンシャル値は，完全移動成分の化学ポテンシャル値で決定されるであろう。

可変組成の2成分鉱物にあつては，組成と従属函数関係にあるモールポテンシャル値は，2，3の曲線で表わされる（第56図）。この種曲線は，可変組成の全区間（この区間内では鉱物は安定である）で下方に凸となるはずである。いま物質系自体内で，この凸條件が c—d 組成区間内で乱されるならば，この鉱物の全可変組成類は不安定となり，c 組成および b 組成の鉱物混合物には自然崩壊の可能性が発生し，それとともにモールポテンシャルの値が低下する c—d の非混合領域の境界面を求めるためには，与えられた曲線に2点において接する μ_a^{cd}—μ_b^{cd} 直線を引くことが必要である（横座標は c 点と d 点を表わす）。

可変組成の鉱物類に対しては，成分化学ポテンシャルは，与えられた鉱物各組成に対して一定の値をもつている。いま組成 e に対応する点の鉱物のポテンシャル曲線に切線を引く（第56図）この切線と縦座標の両端と交わる点は，μ_a^e と μ_b^e 成分の化学ポテンシャル値を与える。この点から次のことが考えられる。与えられた鉱物グループの組成がマイナスの無限大に近い



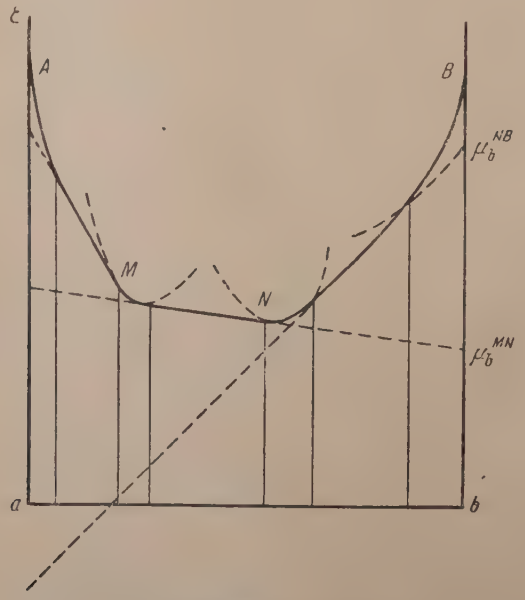
第56図　可変組成の2成分相における成分の化学ポテンシャルと組成との相関関係を示す。たゞし非混合領域 c—d をもつものとする

近似性を示す場合には，その組成は平衡状態に近い限界内にあるはずであり，そのためには，成分の化学ポテンシャルは等しいはずである。すなわち 1 切線で決定される。

可変組成の鉱物のポテンシャル曲線は，凸（下方へ）であるから，物質系中の 1 成分の含量が増加すると，その成分の化学ポテンシャルの増大を誘導し，$\frac{d\mu_i}{di}>0$ となるはずである。いま成分含量の増加によつて，異なる組成の鉱物生成物と反応，例えば第 56 図にみられるように c 組成の鉱物と d 組成鉱物との置き換えによつて発生するとするならば，反応過程では化学ポテンシャルの値は不変である。すなわち $\frac{d\mu_i}{di}=0$ である。したがつて任意の反応が行なわれる場合には $\frac{d\mu_i}{di}\geqq 0$ である。可逆過程では，導函数は負となるであろう。(事実上このような現象は，以下においてみられるように任意の構成の物質系において起きる。)

ポテンシャル値は，條件水準を設定して算出される。この値は，負となり，無限小に近い小さな負の値をもつことさえある。事実上では，溶液内における成分の化学ポテンシャル値 i は，次のように，そのモール部分 Ni によつて表わされる。すなわち $\mu_i=\mu_i^0+RT\ \ln\ Ni$, $Ni=0$ に対しては $\mu_i=-\infty$ が与えられる。こゝからとくに，前述の組成 —ポテンシャル図— では，可変組成の鉱物のポテンシャル線は，純粋成分を示す縦座標の切線となるはずである。(第 56, 57 図および鉱物の共生解析の熱力学的基礎の (43) 方程式を参照)。

第 57 図は，可変組成の数鉱物 A, M, N, B が安定な 2 成分系の組成 —ポテンシャル図表が示されてある。a は不活性成分を，b は完全移動成分をそれぞれ表わすものとする。この場合化学ポテンシャル μ_b の連続変化は，物質系内において 2 型の交番反応 (altenate reaction) を誘導する。ある特定の値 μ_B では，完全移動成分 b のポテンシャルは，不連続変換をなし，1 鉱物は他鉱物で置き換わり，b 成分の吸収または遊離が起こるであろう。(例えば $\mu_b=\mu_b^{MN}$ の場合には，M—N 置換反応または可逆反応が進行する。) この特定値間の区間での μ_B の変化は，可変組成の鉱物成分の含量の連続変化のみを誘導する。例えば μ_b^{MN} 値から μ_b^{NB} まで μ_b が増大する場合には，N 鉱物は安定状態を保持するが，b 成分によつて除々に富化される。

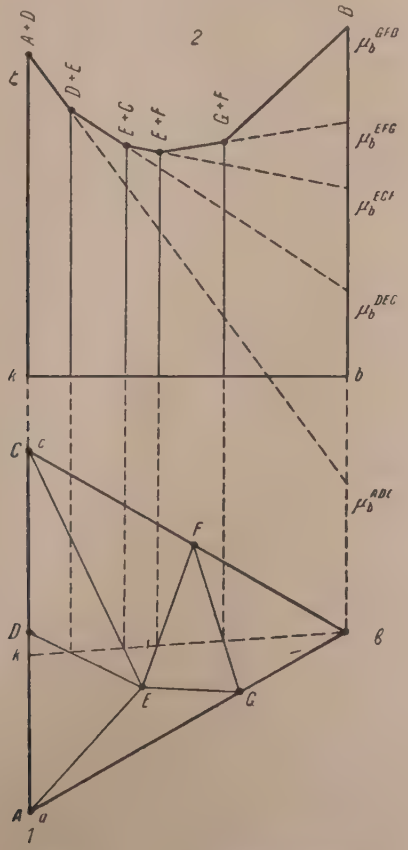


第 57 図　A, M, N, B 可変組成鉱物をもつ 2 成分系における組成と化学ポテンシャルとの相関関係を示す

次に3成分系の1成分の含量と化学ポテンシャルとの相関関係をみてみよう。第58図（1）の下部は，p，t が不変の場合に安定な3成分系の鉱物組成と $a-b-c$ 成分比との相関関係を表わしている。いま成分三角形各点において，対応化学，相組成系の物質の単位量あたりの等ポテンシャル値により，図面に垂直のベクトルを作ると，ベクトル端には，数面が形成される。この種ポテンシャル面は3鉱物混合系のポテンシャルが結合法則により個々の鉱物ポテンシャルから求められるから，下方に凸となり，平面三角形からなるであろう。すなわち結合は一次従属となる。しかしここでは，ポテンシャル面の1断面のみを検討しよう。

三角形の座標点 b から，任意の bk 半直線を引き，bk 断面に対するポテンシャル面の戴線を第58図（2）につくる。この戴線は，その構造についてみれば，すでに検討した組成図 ― 2成分系のポテンシャル ― に類似しているであろう。しかし与えられた場合には，単純成分 a の代りに $k=a+c$ 総成分数をもち，a および b 成分の一定の相関関係によつて決定される。第58図(1)の円錐曲線体と半直線 bk との切点では，物質系は，2共生鉱物からなつている。切点間では3鉱物が同時に安定である。全鉱物が安定な場合には，第58図（2）のモールポテンシャル線は第55図のように下方に凸の破線形態をもつはずである。いま鉱物が可変組成をもつ場合には，3成分系の組成―ポテンシャルモデルの任意の戴線に対するポテンシャル線は第57図のような形態をもつであろう。

k が任意の数成分の総和を表示するならば，ポテンシャル線の性質は保持される。したがつて2成分系に対して求められた成分 b の含量とその化学ポテンシャルとの結び付きは，任意



第58図　$a-b-c$（1）3成分系の共生組成とそのポテンシャル面の断面（2）とを示す

の成分数の物質系に対しても作用する。

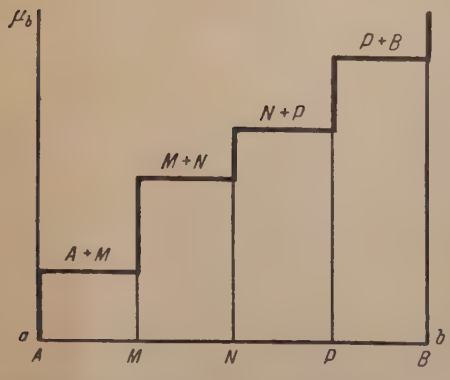
このようにして，任意の成分数をもつ物質系では，等温，等圧，可逆反応 —1成分 b の含量のみが変わる— には，2種類がある。反応が1鉱物またはそれ以上の鉱物の消滅または生成を伴うならば，この種反応は成分 b の化学ポテンシャルが不変で，かつ全鉱物の組成が一定の場合に行なわれる。いまこの種反応が主要鉱物組成の変化に帰結されるならば，成分 b の吸収は，物質系内の b 成分の化学ポテンシャルの上昇を必然的に誘導するが，その分離は化学ポテンシャルの低下を招く。

この状態は，熱力学の既知の方程式 $\frac{\partial \mu_i}{\partial n_i} \geqslant 0$ によつて数学的に表わされる。ここでは等記号は，新しい相の形成を伴う反応を，不等記号は，新しい相の形成を伴わない反応を示すものとする。

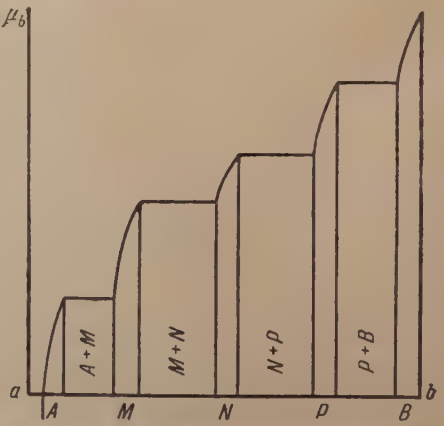
定組成鉱物は，組成の可変区間がきわめて狭い可変性組成鉱物の限界産物とみなすことができよう。したがつてこのような場合には，ある成分の化学ポテンシャルの端増分は，この種成分含量の無限小の増分を誘導する。$\left(\frac{\partial \mu_b}{\partial n_b} = +\infty\right)$

$\frac{b}{a+b}$ 含量と成分 b の化学ポテンシャルとの結び付きは，第59図および第60図に示されてある。組成，モールポテンシャル ξ 図表（第55図と第57図）とこの種図表との差異は，全モールポテンシャルの代りに，ξ 系の縦座標には b 成分の化学ポテンシャルがとられている点だけである。第59図は定組成の鉱物の場合であり，第60図は可変組成の鉱物の場合である。a 成分は A, M, N, P が，個々の鉱物を代表するさいの単一成分であるか，あるいは A, M, N, P が異なる共生鉱物を代表するときに，一定の相関関係でとられる数鉱物の総和を表わすものとする。

定組成の鉱物図表（第59図）では，b 成分の不活性および完全移動挙動を伴う反応過程間の差異がとくに明白に示すことができる。独立パラメータが b 成分の含量（b 不活性）であるならば，規則により鉱物が最大数の（$A+M$, $M+N$, $N+P$ となる）共生が形成されるであろう。鉱物が最小数（A, M, N, P）の共生 —b 成分のある一定含量に対応する— は，偶発除外となるであろう。独立パラメータが b 成分（b 完全移動する）の化学ポテンシャルである場合には，規則により，単位あたりの鉱物数が前述の場合（A, M, N, P）より少ない共生を示すであろう。この場合には，鉱物が最大数となる共生は，対応特定値のように，偶発除外（accidental exception）となるであろう。第58図および59図に代表されている型の図表によれば，成分の移動性と不活性とに関する概念が基本的に誘導されるであろう（Korzhinskii



第59図 b 成分の化学ポテンシャル μb と，定組成の A, M, N, P, B 鉱物をもつ a–b 物質系の組成との相関関係を示す



第60図 第59図と同様であるが，可変組成の鉱物をもつている

1936)

方程式 $-\frac{\partial \mu_b}{\partial n_b} \geqslant 0$ には，完全移動成分と過剰成分とを含む多成分系に対する証明が残されている。しかしこの場合には，b 成分の含量の増加は，それぞれの化学ポテンシャルの値が不変のさいに，鉱物内における他の完全移動成分ならびに過剰成分の含量の変化を伴うものである　完全移動成分に対しては，証明は次のことから明らかである。すなわちその含量および化学ポテンシャルは，開系の等圧，等温ポテンシャル式 一前述の共生解析の熱力学的解析の(33)(34) 式参照)，に含まれないが，組成—ポテンシャル図を作成するさいのすべての論証は，物質系の等温・等圧ポテンシャル式に基づくから，物質系内における完全移動成分の含量と無関係に効力がある。

過剰成分は，物質系のあらゆる許容された状態では化学ポテンシャルが不変である関係において，完全移動成分と類似している。いま物質系から過剰鉱物を除外した虚成分 (virtual component) —あらゆる（研究）対象共生成分および構成過剰分に共通にみられる—を含む鉱物のみが入る物質系の部分だけを検討するならば，物質系は，対象にとりあげられた鉱物の過剰成分の含量が虚成分との比率の変化に伴つて変るから，開系となるが，過剰成分は，完全移動成分の役割を引受けることになる。したがつて対象にとりあげられた虚成分以外に，過剰成分および完全移動成分が物質系に存在しても，この章で導入した成分含量とその化学ポテンシャルの結び付きの規則性は乱されない。

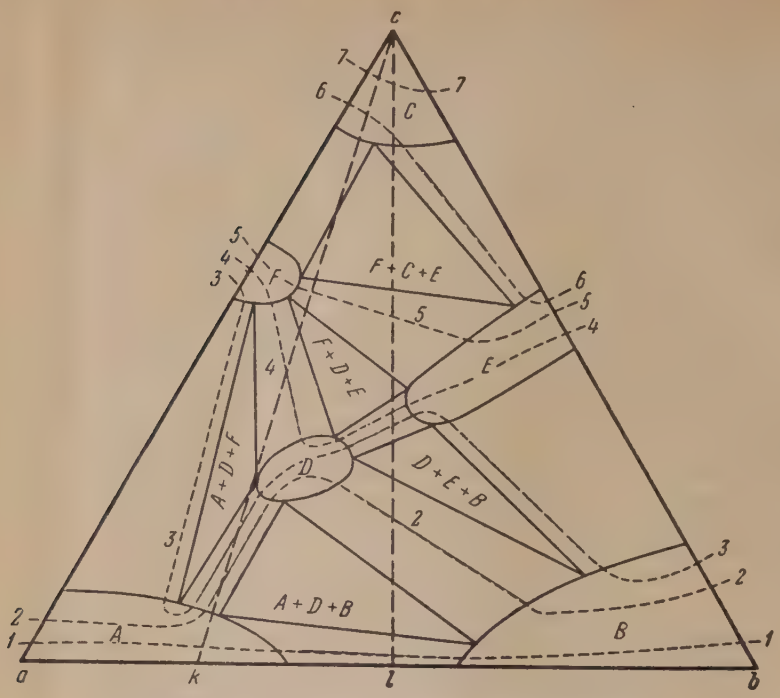
組成—共生関係図の等ポテンシヤル線方法

普通の3成分図表では，図表の各点の共生関係は，一定の化学的組成および一定の相状態に対応するから，各成分に対する化学的ポテンシャルの一定の値を示す。次に組成—共生関係図表上において，実不活性成分の化学的ポテンシャルの値が同一の点を結び付けるならば，これらの諸成分に対する等ポテンシャル線が求められる　等ポテンシャル線の性質を検討しよう

図表の2相系（2鉱物）領域では，等ポテンシャル線は，図表の円錐形に一致する直線をもつはずである。すなわち円錐形は，鉱物組成が相互に平衡を示し，個々の各成分に対しては化学的ポテンシャルが相等しい値をもつものを結合して作成するからである。3相領域の3鉱物は，個々の各成分に対して同一ポテンシャルをもつはずであるから，3相領域内の等ポテンシャル線は，あたかも三角形状に分布するような状態になるであろう。単鉱物領域では，等ポテンシャル線は一般的にいえば，曲線となる

成分の含有量とその化学ポテンシャルとの間の上述の結び付きを基におけば，等ポテンシャル線の相互分布にみられる，ある種の規則性が求められる。すなわち図表上の1実成分に対する等ポテンシャル線は，この成分の座標点から引かれた放射状線が，たゞ1回限り等ポテンシャル線を切るように分布するはずである　その上点線が与えられた成分の座標点に近づくと，$\frac{\partial \mu_i}{\partial n_i} \geqslant 0$ 式（第58図）から直接誘導できるこの種成分の，一層高位のポテンシャル線をすべて切るはずである。したがつて対応成分点の，同種点線によつて切られる領域内における成分の等ポテンシャル線の，相対的分布を求められる可能性がでてくる。しかしもちろん，この方法によつては，1つの放射状線の異なる側に悉く分布するような図表の2領域に対する相対的ポテンシャル値を推定できない。すなわち与えられた成分の座標点から引かれた同種放射状線で切られないことになるからである。

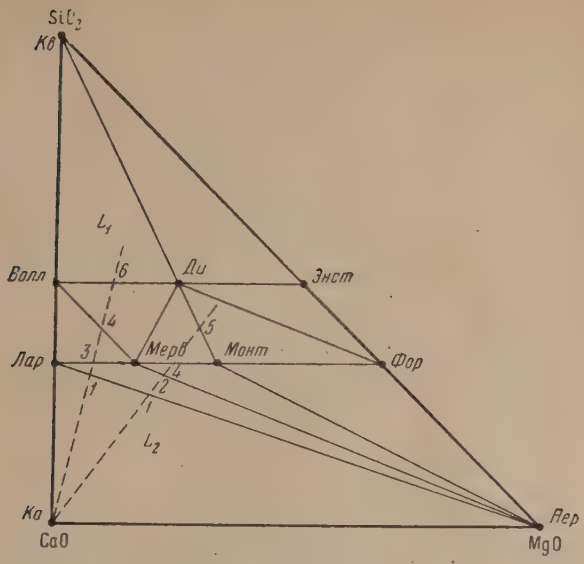
第61図では，移動成分の鉱物をもつ組成—共生関係の3成分図には，1成分（c 成分）の等ポテンシャル線の考えられうる分布が示されてある。この線の分布におけるおもな特性は，三角形内の c 点から引かれた放射状線によつて確認されるように，必然的に図表上の共生の場および円錐状領域から誘導される。例えば ck 点線によつて，成分 $A+D+F$ におけるポテンシャル c は，$A+B+D$ の共生関係よりも高いはずであるが，$F+D+E$ の共生関係では $A+D+F$ よりも高くなる　すなわち c 点からでる ck 線は最初に $F+D+E$ の場を切り，



第 61 図　c 成分に対する等ポテンシャル線をもつ組成—共生関係図表

次で $A+D+F$ を切り，$A+D+B$ 場に近づくからである。しかしこの方法では $A+D+F$ と $D+E+B$ との共生関係の間のポテンシャル比 μ_c を確認できない。これは，対応領域または過渡共生関係 (transition paragenesis) が ck から引かれた放射状線と交わらないからである。したがつて第 61 図に示された変種の代りに等ポテンシャル線が F, A, D, $B-E$ 領域を通過する一の鉱物の場を通るような変種が考えられる。さらに F, D, B の鉱物の場を通る 4 線が求められるが，この 4 線は，$A+D+F$ の共生関係よりも $D+E+B$ の共生関係が一層高ポテンシャル μ_c に対応していることを示している。

一例として，カルシウムおよびマグネシウム鉱物の炭酸化作用の succession の結論に対する等ポテンシャル線法の適用例をみてみよう。このような結論は，変成溶液中における炭酸圧が深度とともに増がするという仮説に基づいて，深所鉱物相の分離・形成を説明したさいに誘導された (Korzhinskii 1937, 1940)。方解石は，定組成をもつているから，温度が不変の場合には等温・等圧ポテンシャル Z は $CaCO_3$ 分子に対しては，CaO と CO_2 の化学的ポテンシャルの総和分 $-Z_{CaCO_3}=\mu_{CaO}+\mu_{CO_2}$ または $\mu_{CaO}=Z_{CaCO_3}-\mu_{CO_2}$— が不変であり，かつ等しい。したがつて圧が増大し，炭酸の化学的ポテンシャルが上昇すると，方解石内のカルシウムのポテンシャルは低下する。同時にすべての他の鉱物に含まれているカルシウムのポテンシャルは低下するはずである。すなわちこの場合には，炭酸は易動性であるので，一層高ポテンシャルのカルシウムをもつ鉱物の分解が可能となり，方解性が形成されるからである。鉱物のポテンシャルおよびその不活性成分に全圧が及ぼす僅かな影響を無視するならば，深度の絶えざる増大の下での鉱物の生成と，それに関連する炭酸の圧およびポテンシャルの上昇が，カルシウム珪酸塩 —カルシウムのポテンシャルの逓減の順序— の炭酸化作用の発生を誘導することが期待できるはずである。そのために鉱物のカルシウムの相対的ポテンシャル値を明らかにするのには，組成—共生関係図表の等ポテンシャル線方法が利用される。



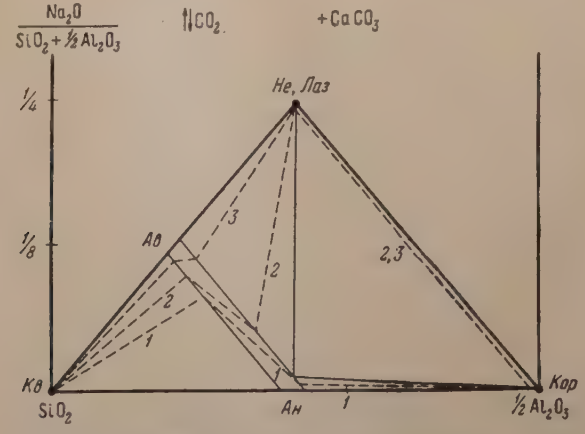
第62図　CaO−MgO−SiO_2 組成−共生関係図の等ポテンシャル線に基づいて炭酸圧上昇下の炭酸化作用の反応の遂次性（succession）を求める方法を示す
Voll：珪灰石，Du：透輝石，Ka：方解石，Kb：石英，Lap：Lornit，Merv：Mervinit，Mont：モンチセリ石，Per：ペリクレーズ，For：苦土橄欖石，Enstatite：頑火石

貫入岩の接触部に形成される CaO−MgO−SiO_2 系の極大高温共生関係に対しては，第62図に示されてある組成—共生関係図が提案されている．この図表は，文献に記載されている接触（火成岩）部の石灰岩および白雲岩を基礎にして作成されたものである．いま CaO 点から L_1 および L_2 の放射線を引くと，カルシウムの等ポテンシャル線の分布および炭酸化作用のオーダーとに関する次のような結論が得られる（第62図）。

この場合カルシウムの極大ポテンシャル線は，円錐状 Larnit —ペリクレーズ領域に一致するはずである。炭酸圧が若干上昇すると，この共生関係は不安定となり，方解石 +mervinite の共生関係と置き換わる。さらに，2反応が考えられる．この種の反応は，この方法では求められないが，その succession については地質学的データによつて確認されている。換言すれば最初に mervinite とペリクレーズとの共生関係が不安定となり，その代りに方解石とモンチセリ石との共生関係が出現する。一層深所條件へ移行すると，Larnit は不安定となり，そのために方解石と珪灰石との共生関係が形成される。炭酸圧がさらに上昇すると，mervinite の分解（mervinite+CO_2＝方解石+透輝石）が発生するはずである，その後でモンチセリ石かまたは珪灰石の分解が起きるはずである。接触変成大理石の共生関係に関する地質学的データによると，モンチセリ石の存在する接触部では，珪灰石は常に生成される可能性がある。(苦土質の比較的低度の石灰質領域)．このような場合には，珪灰石 —モンチセリ石の代りに— を伴う鉱床中では，方解石+（透輝石+苦土橄欖石）の共生関係が安定である．これから次の結論が生じる。すなわち当初にはモンチセリ石+CO_2＝方解石+透輝石+頑火石の反応が起きるが，炭酸圧が一層高い場合には，珪灰石+CO_2＝方解石+石英の反応が発生するから，モンチセリ石では珪灰石よりもカルシウムが一層高いポテンシャルをもつていることになる．したがつて白雲石は，モンチセリ石の分解後で珪灰石の分解前に，ペリクレーズの炭酸化作用によつて形成される。すなわちペルクレーズ+CO_2＝白雲石の共生関係は，炭酸塩のマグネシウムのポテンシャル低下によつて誘導される．このようにして変成作用の行なわれる深度が増加すると，方

解石の共生の場はそれに対応して逓増する。$CaO-MgO-SiO_2$ および $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ 系の共生関係，組成図を基礎におくこの方法によれば，高温度接触部に対するさまざまな深所（鉱物）相の鉱物学的特性を区別することができる。

他の例として，雲母・花崗岩・片麻岩系の含方解石高温岩石系をみてみよう。この種の岩石系は，$CaCO_3$ が過剰で，かつ CO_2 が完全移動性の $SiO_2-{}^1/_2Al_2O_3-Na_2O$ とみなされる。Na_2O の純粋成分点は，無限に離れた点（上方）となるので，Na_2O の成分点から引かれた放射状線の集合は，垂直線の集合に変換する（第63図の縦座標の平行軸）この方法は次のような長所をもつている。すなわち任意の組成点の上向運動は，残余の2成分の比が不変の場合には Na_2O 成分で富化されることを意味している。所与の（鉱物）相では，この系の安定鉱物は，石英・曹長石から灰長石にわたる斜長石類・鋼玉・霞石（Cl, SO_3, S が易動性の場合には，霞石の代りに藍方石，青金石が生成されるが，柱石は斜長石とともに生成される）である。霞石は，任意組成の斜長石類—灰長石まで—を伴うこの種鉱物相に共生するから，方解石が存在する場合には，灰長石よりも一層酸性の斜長石と鋼玉との共生関係は疎外される。Na_2O の等ポテンシャル線を求める方法を適用すると，ナトリウムのポテンシャルの上昇に伴つて，霞石—斜長石および石英・斜長石の円錐状領域は，第63図の一層上方位置を占めるはずである。すなわちこの種の共生関係を示す斜長石は，曹長石分子で一層富化されることになるはずである。第63図では，ナトリウムが生成過程で完全移動性を示す変成岩の観察データに対応する石英および霞石と，共生関係の斜長石類の組成が同一等ポテンシャル線に対して異なることを示している。このような現象は，斜長石類のナトリウムポテンシャルが，そのなかの曹長石分子の含量ばかりでなく，珪酸（珪酸の含量関係が及ぼす組成の現実の不安定性は，きわめて低度であり，含量によつて左右されるから可能となる。第63図にはこの種の現象を明確に表わすために拡大された蓋然型態で示されてある。さらにこの図は，大理石中の鉱物の共生関係がナトリウムのポテンシャルによつてどのように変わるかが示されてある。ナトリウムのポテンシャルが低い場合には，霞石および酸性度の最も高い斜長石は，方解石が存在すると不安定となる。石英はこの場合には，組成が中性の斜長石と共生することが可能となる。脱珪酸塩化過程の場合には，ペグマタイトと白雲石との間の複交代性フリンジ（bimetasomatic fring）中の斜長石は，一層塩基性となり，灰長石に変移し，次で灰長石は，アルミニウムを媒介として，鋼玉に発達する。ナトリウムのポテンシャルが高い場合には，石英は，方解石が存在しているにもかゝわらず，灰曹長石・曹長石と共生することが可能となる。脱珪酸塩化過程



第63図　方解石過剰の場合の $SiO-{}^1/_2Al_2O_3-Na_2O$ 系（東部シベリヤの古生代鉱物相）におけるナトリウムの等ポテンシャル線　Ab：曹長石，An：灰長石，Kb：石英，Kor：鋼玉，Laz：青金石，Ne：霞石

では，灰曹長石・曹長石の塩基性は，若干高まり，次で霞石（または青金石）に置き換わるであろう。このような條件下では，塩基性斜長石は不安定である。

上述方法に基づく組成－共生関係図上の等ポテンシャル線の分布に関する結論は，出発点となる図が所与の條件，すなわち温度が不変で，かつ完全移動成分のポテンシャル不変の下での化学的組成と鉱物組成との同意義的結び付きが与える場合には，信頼度がきわめて大きい。

組成—共生関係の3成分図とともに，4成分のダイメションモデルを作成すれば，1成分点から引かれた放射状線を媒介として，この種成分に対する等ポテンシャル面の（モデルにおける）分布が確認できるであろう。

組成—共生関係図の三角形図化変化にみられる遂次性について

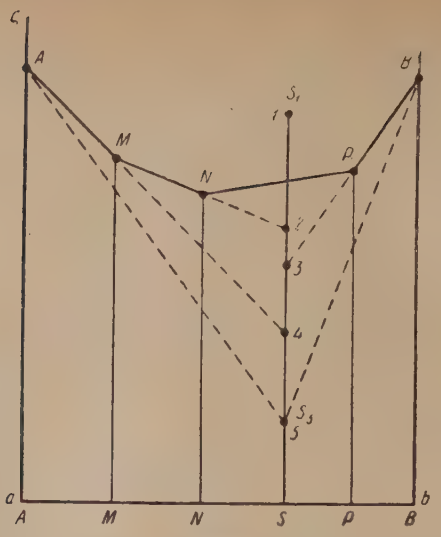
外的條件の変化に伴って，組成—共生関係図も変化するはずである。外的條件が遂次的に変わると，この種の図の変化も遂次的に発生するはずである。この場合には，平衡鉱物の組成の量的変化に伴って全図表にわたって，質的変化が同時に起こり，新鉱物が出現するとともに，一方では鉱物間に化学的反応が起こり，そのため古い反応領域（円錐状領域）を切る，新領域の出現が誘導される。一般的には，この種反応は，交番的に，すなわち反応が他の反応の完了後に発生し，図の変化にみられる遂次性が誘導される。とくに個々の鉱物が外的條件の変化に伴って，ポテンシャルの著しい変化が起きる成分を含んでいるような場合の，組成—共生関係図の三角図形化にみられる変化の規則性は興味がある。

いま ab 系において，1可能鉱物（possible mineral）S が，ab 成以外に，系の他の鉱物に欠失する完全移動性成分 c を含んでいたとしよう。移動性成分をもつ等温・等圧ポテンシャルは，混合法則により1不活成分のポテンシャルからなる（方程式(34)参照）。すなわち S 鉱物は，$\zeta_S=\frac{n_a}{n_a+n_b}\mu a+\frac{n_b}{n_a+n_b}\mu_b$ で表わされるからである。それとともに，完全移動成分のポテンシャルが上昇すると，このような物質系のポテンシャル（温度・圧力が不変の場合）は，減少するはずである。$\frac{\partial\zeta}{\partial\mu_c}=-\frac{n_c}{n_a+n_b}$（方程式(38)参照），一定の外的條件下では，組成が，a と b との比に依存する2実成分 a および b を含む物質系 ζ のモールポテンシャル値は，第64図に示されてある。いま S 鉱物に対する初期のモールポテンシャルは，この種鉱物が不安定となるほど（第64図の1点）高いが，A, M, N, P, B は，a 成分の減少によつて，安定となるとしよう。さらに，現在外的條件は，不変の温度條件の下で完全移動成分 c の化学的ポテンシャルが増大し，この成分を含む S 鉱物に対するモールポテンシャルの低下を誘導する意味において変わるものとする。

ζ_s が NP の円錐状領域下にさがると，$N+P$ の共生関係とともに，S 鉱物が安定となるから，安定鉱物系列として，A, M, N, S, P, B 鉱物（a 成分の含有量によつて重復する）が求められる。さらに μ_c が上昇すると，ζ_s 点は2点以下にさがる（第64図）。この場合には，N 鉱物は，不安定となり，ポテンシャル値の低い M および S 鉱物の混合物に分解し，安定鉱物系列として A, M, S, P, B が求められる。さらに ζ_s が3点以下（第64図）にさがると，$P\rightarrow S+B$ 反応はポテンシャルの低下を伴うから，P 鉱物は不安定となる。この場合の安定鉱物系列は A, M, S, B である。最後に，ζ_s が4点以下，例えば5点まで下ると，M 鉱物は不安定となるが，A, S, B 鉱物系列は安定となるであろう。この場合の物質系の安定状態に対するポテンシャル線は，第64図では，$A—S_5—B$ の点線で示されてある。

以上の現象は次のことを明らかにしている。すなわち与えられた物質系の1鉱物中にのみ含まれている完全移動成分の化学的ポテンシャルが，遂次的に上昇する場合には，この種鉱物の安定度は増大するとともに，この種鉱物が形成する組成領域は，反応系列を媒介として増大する。そのために所与の鉱物の共生の場は，残余の1鉱物の犠牲において拡大することになる。

3実不活性成分を含む物質系では，1鉱物のみを含む完全移動成分の化学的ポテンシャルの上昇は，あたかも連鎖反応のような状態を誘導し，一般的には，この種鉱物の共生の場は，反

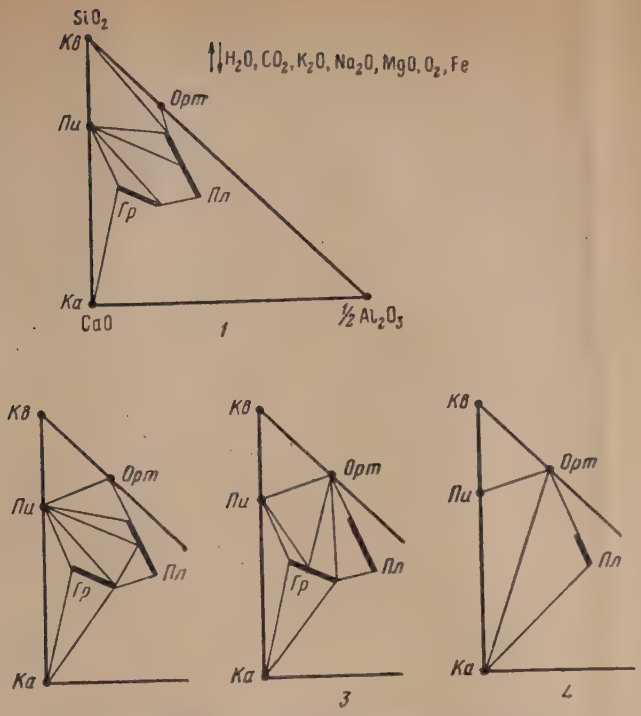


第64図　S 鉱物の a, b 不活性成分の化学的ポテンシャルの遂次低下，完全移動成分 c ―鉱物 S にのみ含まれている―の化学的ポテンシャルの上昇とは，$a-b$ 系における共生関係の遂次変化を誘導する。

応ごとに，1三角形の場のみを拡大する。

等ポテンシャル線方法によれば，完全移動成分 CO_2 のポテンシャルが上昇すると，CO_2 を含む鉱物としての方解石の共生の場が逓増することをすでに検討した（第62図）。同一結果は，L_1 および L_2 の放射状線（第62図）を引かずに，方解石の共生の場の逓増法則 ―1つの三角形により一のみを適用して求められる 方解石・透輝石線上の mervinite の組成が特別の分布をなすために，mervinite の分解は，方解石の場を2つの三角形に直ちに拡大するに至る。（珪灰石および透輝石と方解石と透輝石およびモンチセリ石と方解石との共生関係は，珪灰石・透輝石・mervinite と 透輝石 ― mervinite ―モンチセリ石との初期共生関係の代りに，同時的に安定となる。）

次に，鉱物組成点 すなわち増大するはずの共生の場は組成三角形の隅に存在しない場合を例としてとりあげてみよう。第65図の1にはトルウイン銅鉱山のスカルン接触部の化学的組成と鉱物組成との比が与えられている 組成三角形と順列をなして記載されている成分級数は，この鉱物相では完全移動性である。他の外的条件が変わらないものとして，1つの完全移動成分，例えばカリウムの化学的ポテンシャルが遂次的に変わる場合には，組成―共生関係図にどのような変化が起こるべきであるか？ カリウムは図の1鉱物，すなわち正長石のみの組成中にはいる。したがつてカリウム岩石を通して吸収される溶液中に存在するポテンシャルが上昇すると，正長石の共生の場の増大を誘導するはずである。同一仮成分（virtual component）を含む第65図の1，2，3，4図表系列は，この種変化の遂次性にみられる主モメントが示されてある。いま初成カリウムが，石英および斜長石とのみ共生する場合には，カリウムの化学的ポテンシャルの上昇に伴つて，斜方輝石との共生（第65図2）が安定となり，次でザクロ石（第65図3），最後には方解石（第65図4）との共生関係が安定となる。正長石と共生する斜長石の塩基性は連続的に上昇する。事実においては，第65図1の鉱物共生関係は，カリウムに乏しい火成岩（石英閃緑岩）の接触部に典型的なものである 閃緑岩質組成の岩石の接触部では，第65図2に示されてある型の共生関係が特徴的である。しかし閃長岩のようなカリ質岩石の接触部では，第65図3に代表されている型の共生関係が出現するが，例外的な場合には，



第65図　カリウムの化学的ポテンシャルが上昇すると，正長石の干与を伴う共生の場が増大する意味において，スカルン組成－共生関係図の変化を誘導する。
1, 2, 3, 4 は変化の succession を示す。

第65図4に描かれている型の共生関係も現われる。

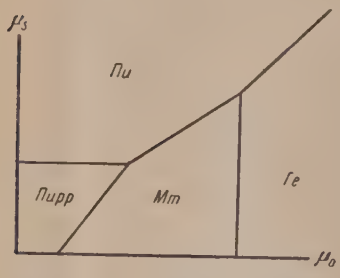
1直線上に存在しない組成図の任意の3点は，座標としてみなすことができるから，組成三角形の内部またはその隅の鉱物組成点の分布（配列）は，原則的な差異を示さない　この種の例としては，正長石を構成する仮不活性成分グループがあげられるであろう　この種の不活性成分を，1組成成分とみなすと，その成分に対して，物質系の組成－共生関係図上に，等ポテンシャル線を（正長石の点から放射状線を引くことによつて）作図することができる。この場合には，カリウムの化学的ポテンシャルの上昇は，正長石に含まれている仮不活性成分のポテンシャルの低下に対応する。したがつて正長石は，一層低ポテンシャルの鉱物類と共生するとともに，正長石の不活性成分と共生する成分を含有するという結論が得られる。以上の諸現象から次のことが考えられる。すなわち等ポテンシャル線法と，外的條件下における（鉱物）共生の場の拡大の遂次性法則とは，それ自体密接な関連性をもつている。

化学的ポテンシヤル図，3成分に対する単純例

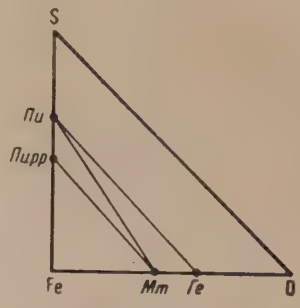
化学的ポテンシャル図は，3成分中の2成分の化学的ポテンシャル値と物質系の鉱物組成との依存関係を明らかにする　この種図表は，2完全移動成分様式と鉱物生成下における物質系の状態との相関関係を明らかにすることが必要なときには有効である　しかしある場合には，多成分系における共生関係（成分）比を投影する目的で，2成分を移動性とみなして形式的に分離する場合にも有用である。

次に単純な例として，磁鉄鉱 Fe_3O_4，赤鉄鉱 Fe_2O_3，磁硫鉄 FeS，黄鉄鉱 FeS_2 の鉱物を含む Fe－O—S 系を検討しよう（Korzhinskii）。第66図では，この種物質系内の化学的組成

と鉱物組成との相関関係が与えられている。この物質系では，磁硫鉄鉱と赤鉄鉱との不安定な共生関係の下で磁鉄鉱と黄鉄鉱とが特徴的共生関係をもっている。しかしほとんど大部分の場合には，この種鉱物類中の1鉱物のみが（物質系の状態変化で）同時的に発生し，3成分中の2成分が完全移動性であることを示す。共生関係の地質学的観察によれば，鉱石の生成される場合には，S はとくに易動性で，酸素 — 溶液によって搬入・搬出される — は，比較的移動度が低く，鉄は著しく不活性を示すことは，疑う余地がないようである。したがって多くの場合，1不活性成分の鉄と2完全移動成分の S および O によって構成されているものとして3成分系を考えることができる。酸素および硫黄の化学的ポテンシャルに左右されるこのような物質系の状態は，第67図に掲げられてある。この図は第66図に描かれている組成—共生関係図を基にして容易に作図できる。



第66図 Fe−O−S 系の組成−共生関係図



第67図 第66図の組成−共生関係図を基にして誘導された鉄鉱物に対する硫黄および酸素の化学的ポテンシャル図

t, p 不変の場合の3成分系では，事実上において3鉱物の共生関係は，相律により不変系である。すなわち，おのおのの化学的ポテンシャルの，特定の値，とくに μ_O および μ_S—第67図の特定の点—に対する特定の値に対応する。この種図のこのような3点は，$Pirr+Mm+Ge+Pi$ の3共生関係に対して2つあることになるであろう。第67図の各3点からは，2鉱物共生関係の安定度に対応する3線がでている。（相律によれば t と p とが変わらない場合には一変系である。）この種一変系線の方向は，完全移動成分が関与し，不変成分（鉄）の含量が維持される条件の下で，与えられた系の1鉱物が他の鉱物に変換する場合に求められる。例えば反応により Fe_3O_4 (Mm) $+6S=3FeS_2$ $(Pi)+4O$ となる。したがって質量不変の法則により，$6\mu_S-4\mu_O=$一定となる。（方程式(47)による）この等式を微分すると，$\frac{d\mu_S}{d\mu_O}=\frac{2}{3}$ となり，第67図上の $Mm+Pi$ の2成分平衡線の傾きの tangent が与えられる。同様な手続きにより，鉱物質の変換反応方程式からすべての残余の一変系線の傾きが求められる。

求められた図は，鉛石と酸素および硫黄様式（反応）との相関関係を明らかに示している。例えば磁硫鉄鉱の生成の必要条件としては，硫黄ばかりか，酸素の低ポテンシャルがあげられる。

いま温度および全圧の変化によって，組成—共生関係図が変わらないとするならば，化学ポテンシャル図の全構成と同一図の線（ポテンシャル）の傾きとは，変わりはないが，この線は，若干平行（それに）に転位するはずである。そのうえ3点間の距離も変わってくる。しかし，化学的ポテンシャル図を作図する場合には，一般には，成分の化学ポテンシャルの実際値（real value）のデーター ある条件水準から算出される — をもっていないことに留意すべきである。したがって3点間の距離は，条件的に決められる。

3成分系化学ポテンシヤル面とその投影

外的條件が不変，すなわち温度，全圧力が不変で，かつ完全移動成分の化学的ポテンシャルが変わらない條件下の3不活性成分 a, b, c の物質系を検討しよう。まず空間内において，相互に垂直の3座標軸をとり，その座標軸にそって与えられた不活性成分 μ_a, μ_b, μ_c の化学的ポテンシャル値をプロットしよう。相律によれば，1鉱物の系が本物質系に存在する場合には，自由度2（外的條件が不変の下では）をもつ。すなわち各鉱物にはある化学的ポテンシャル面が対応することになる。2鉱物共生関係は一変系である。すなわちその共生関係は，化学的ポテンシャルの2単鉱物面の交線に対応する。3鉱物共生関係は，不変系である。このような共生関係は，3単鉱物面の交点に対応する。このようにして，外的條件が不変の場合には3成分系は，ある化学的ポテンシャル面（物質系における座標は $\mu_a-\mu_b-\mu_c$ である）に対応し，その面は各鉱物のポテンシャル面，交線および交点からなつている。

a^M, b^M, c^M は，M 鉱物組成に含まれている a, b, c 成分のモール量を表わし，鉱物成分の化学的ポテンシャルは μ_a, μ_b, μ_c, 鉱物 M の等温・等圧ポテンシャルは Z^M で，それぞれ示すものとすると，次のようになる。

$$Z^M=a^M\mu_a+b^M\mu_b+c^M\mu_c, \tag{59}$$

そのうえ外的條件 T, p が変わらない場合には，方程式 (27) により，

$$dZ^M=\mu_a da^M+\mu_b db^M+\mu_c dc^M. \tag{60}$$

(59) を微分し，(60) を控除すると，次の結果が求められる。

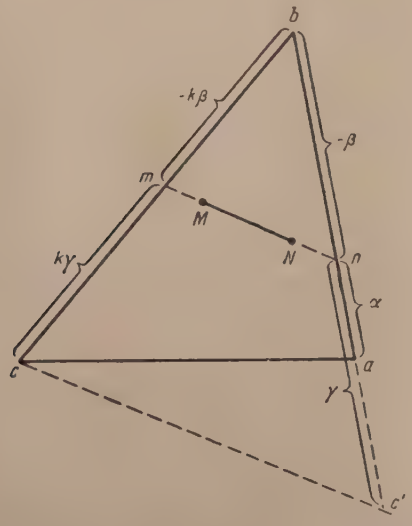
$$a^M d\mu_a+b^M d\mu_b+c^M d\mu_c=0, \tag{61}$$

すなわちこの式は，微分型態で M 鉱物の化学的ポテンシャル面を表わしている。

一定の組成の鉱物（a^M, b^M, c^M 一定）に対しては，(61) により，化学的ポテンシャル面は，平らな面となる。変移組成の鉱物に対しては，化学的ポテンシャル面は曲線となる。

2鉱物 M, N とのポテンシャル面の交線の方程式は次のようになる。

$$\begin{aligned} a^M d\mu_a+b^M d\mu_b+c^M d\mu_c&=0\\ a^N d\mu_a+b^N d\mu_b+c^N d\mu_c&=0 \end{aligned} \tag{62}$$



第68図　$a-b-c$ 3成分系の M と N との2鉱物共生関係に対する $d\mu_a:d\mu_b:d\mu_c=\alpha:\beta:\gamma$ 方程式の α, β, γ の比例係数によつて線分を求める図式方法

微分幾何学の公式により，次の型をもっている。

$$d\mu_a : d\mu_b : d\mu_c = (b^M c^N - b^N c^M) : -(a^M c^N - a^N c^M) : (a^M b^N - a^N b^M) = \alpha : \beta : \gamma. \tag{63}$$

係数 α, β, γ は，次の行列式を解いて求められる。

$$\begin{vmatrix} a & b & c \\ a^M & b^M & c^M \\ a^N & b^N & c^N \end{vmatrix} = \alpha a + \beta b + \gamma c = 0, \tag{64}$$

こゝで $\alpha = b^M \cdot c^N - b^N c^M$. $\beta = -(a^M c^N - a^N c^M)$. $\gamma = a^M b^N - a^N b^M$

α, β, γ は，上の行によつて上の行列式を Lapluce 展開して求められた小行列式である。この行列式は M, N 鉱物の組成点を通る内包線の方程式を代表し，a, b, c 組成の重心 (barycentre) 図表(第68図) か，あるいは，デカルト空間座標 $o-a$, $o-b$, $o-c$ に属する。

実際上 (63) 方程式は，第1には，線型方程式を代表し，第2には面と交わる線を表わすことが容易に考えられる。第1のことは (63) 式では，3変数 $d\mu_a$, $d\mu_b$, $d\mu_c$ がそれ自体と2独立方程式の3定数と結び付いていることから明らかである。すなわち，$d\mu_a : d\mu_b = \alpha : \beta$, $d\mu_b : d\mu_c = \beta : \gamma$, となり，内包線に対応する自由度1が残ることになる。第2のことは，(63) 方程式と2方程式 (62) とを集めて1つにすると明らかになる。実際上，(62) 方程式に $d\mu_a$, $d\mu_b$, $d\mu_c$ の代りに (63) による比例数 α, β, γ を置き換え，(64) と比較すると次式が求められる。

$$a^M d\mu_a + b^M d\mu_b + c^M d\mu_c = a^M\alpha + b^M\beta + c^M\gamma = \begin{vmatrix} a^M & b^M & c^M \\ a^M & b^M & c^M \\ a^N & b^N & c^N \end{vmatrix} = 0$$

$$a^N\alpha + b^N\beta + c^N\gamma = \begin{vmatrix} a^N & b^N & c^N \\ a^M & b^M & c^M \\ a^N & b^N & c^N \end{vmatrix} = 0$$

(2行列式は，各行列式が2つの同一列を含むから，零に等しいことを示す。) 質量作用の法則によつて求められた (63) 方程式の結論 (Korzhinskii 1944) は，きわめて明確な長所をもつていることに気付くであろう。

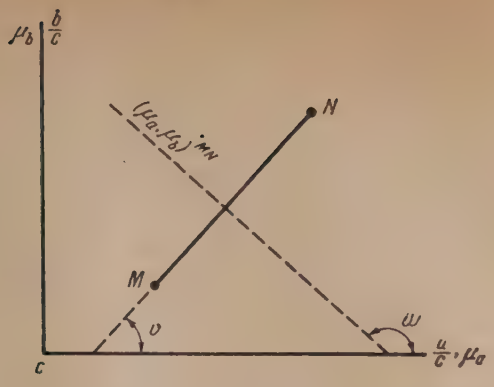
鉱物組成 (α, β, γ が定数) が変わらない場合には，化学的ポテンシャル面の2鉱物共生関係線は，直線となるが，一般の場合には，可変性鉱物では，曲線となるであろう。

3成分系の化学的ポテンシャル面は，平面に投影して表わされる。例えば，$\mu_a - \mu_b$ の投影を作図する場合には，(63) 方程式の偏相関比，$d\mu_a : d\mu_b = \alpha : \beta$ を利用する。投影面では，面自体のように，各鉱物には次の場が対応する すなわち2鉱物共生関係には，線が，3鉱物共生関係には場がそれぞれ対応する。第67図に示されてある Fe—O –S 系の $\mu_o - \mu_s$ 図は，この物質系の化学的ポテンシャル面の3可能投影図の1つである。$\mu_a - \mu_b$ 投影の各点は，3成分—もちろん各点に対して異なる—の化学的ポテンシャル μ_c の全定数値に対応する。

ある場合，α, β, γ 係数の計算を容易にするのには，図法を利用するのが有用である。いま a, b, c 組成三角形に，鉱物組成 M, N をプロットする (第68図)。M, N 内包線の方程式は，(64) の行列式の型をもつている

$$\begin{vmatrix} a & b & c \\ a^M & b^M & c^M \\ a^N & b^N & c^N \end{vmatrix} = \alpha a + \beta b + \gamma c = 0, \tag{65}$$

この行列式は，a^M, b^M, c^M および a^N, b^N, c^N に b, c の変数を置き換えると零となる。したがつてこの行列式は，M, N 組成点を通る直線の線型方程式である。第68図において，この種の MN 内包線を引き，それを組成三角形の2辺と交わるまで延長する。MN 内包線と ab 辺との交点では，$c=0$ である。したがつて (65) 式によれば $\alpha a + \beta b = 0$, または $\frac{\alpha}{\beta} = -\frac{b}{a}$



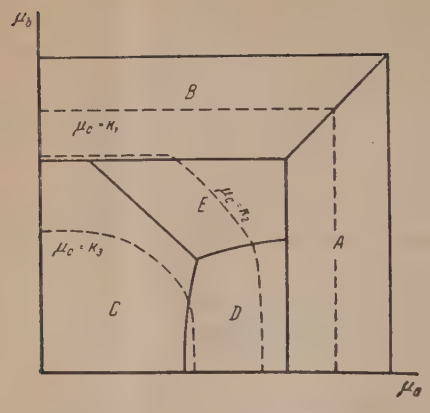
第69図　$\mu_a-\mu_b$ 化学的ポテンシャル面の投影上の濃度図 $\frac{a}{c}-\frac{b}{c}$ と，それに対応する2鉱物線上に $M+N$ 鉱物の混合内包線が相互に垂直に交わることを示す

が求められる．この法則によれば，N点で表わされる組成に対しては，$\frac{b}{a}$ 成分含量比は，$\frac{na}{nb}$ の線分比で表わされる．したがって $\frac{\alpha}{\beta}=-\frac{b}{a}=-\frac{na}{nb}$ となる．MN 内包線と bc 辺との類似の交点は，$\frac{mb}{mc}=\frac{c}{b}=-\frac{\beta}{\gamma}$ 線分比を与える．平行直線 $CC'\parallel MN$ を利用して投影すると，ab 辺の $\overline{mb}$ と $\overline{mc}$ との線分を α, β, γ に比列する線分がこの側で求められる．($\overline{na}:\overline{nb}:\overline{nc'}=\alpha:\beta:\gamma$) その上 n から異なる側に存在する線分は，異なる符号をもつている．かりに第68図の $\overline{na}$ と $\overline{nc'}$ 線分の長さが正と考えられるならば $\overline{nb}$ は負と考えるべきである．

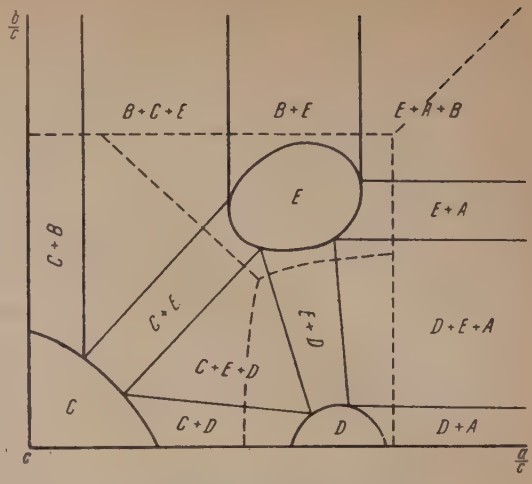
この相関関係は，出発点となる組成，共成関係図を濃度図によつて作図すると一層簡単になる．すなわち，第3成分 c の定量に対する a, b 成分の含量の比を座標軸に沿つてプロットすればよい．この方法によれば a と b との純粋成分点は無限に離れた座標軸の点となる．第69図は，2の図が相互に重なつていることを示している．すなわち，(T) は，組成の濃度図を表わし，横軸には $\frac{a}{c}$ が，縦軸には $\frac{b}{c}$ がプロットされている．(2) は3成分系 a, b, c の化学的ポテンシャル面が投影され，横軸には μ_a が，縦軸には μ_b がそれぞれプロットされている．このような場合には化学的ポテンシャル面の2鉱物線の投影面は，組成濃度図の対応内包線に対して垂直となることを示している．

事実上において，組成濃度図（第69図）では，M と N との点は，2鉱物の組成を表わすものとされる．そのうえ MN 内包線は $\mathrm{tg}V=\frac{\Delta\begin{matrix}b\\c\end{matrix}}{\Delta\begin{matrix}a\\c\end{matrix}}=\frac{\Delta b}{\Delta a}$，$\Delta$ は M 鉱物から N 鉱物へ変移する場合の増分符号— から横座標と V 角をなす．それと同時に，与えられた場合では M と N との鉱物組成点で満足されるはずの (65) 方程式からは，次の式が誘導される．すなわち $\alpha a^M+\beta b^M+\gamma c^M=0$, $\alpha a^N+\beta b^N+\gamma c^N=0$ であるから，$\alpha\Delta\frac{a}{c}+\beta\Delta\frac{b}{c}=0$ または $\frac{\Delta b}{\Delta a}=-\frac{\alpha}{\beta}$，すなわち $\mathrm{tg}V=\frac{\Delta b}{\Delta a}=\frac{\alpha}{\beta}$ となる．他方において $\mathrm{tg}W$ に対する化学的ポテンシャル面の投影 $\mu_a\,\mu_b$ では，μ_a 軸に対する2鉱物線 M, N の傾き角 W は，(63) 方程式から次のようになる．すなわち $\mathrm{tg}W=\frac{d\mu_b}{d\mu_a}=-\frac{\beta}{\alpha}$ であるから，$\mathrm{tg}W=\frac{\beta}{\alpha}=-\frac{I}{\mathrm{tg}V}$ または $W=V\pm90$ となり，ここで対象にとりあげられた2線は，相互に垂直に交わることを示している．

第70図には，組成—共生関係図の例があげられている．この図の点線は，化学的ポテンシャル面の投影面の2鉱物線の方向を示す．ただし組成軸 $\frac{a}{c}$ には μ_a を，$\frac{b}{c}$ 軸には μ_b か



第 70 図 $\frac{a}{c}-\frac{b}{c}$ の組成－共生関係の濃度図表



第 71 図 第 70 図の組成－共生関係図表に対応する化学的ポテンシャル面 $\mu_a-\mu_b$ の投影図

プロットされるものとする。ポテンシャル面の投影線の方向は，求められた法則により，それが対応内包線と垂直となるように引かれる。$E+D$ と $C+D$ の 2 鉱物 —化学的ポテンシャルの 2 鉱物線に対応する— では，内包線は扇型に発散するので，この方向線は曲線となる。求められたポテンシャル方向線は，化学的ポテンシャル面の $\mu_a-\mu_b$ の投影を表わす各図（第 71 図）—第 70 図の組成，共生関係図に対応する— 上に移される。第 71 図の各場は 1 鉱物に対応し，第 70 図に対応する文字で示されてある。

そのほかに第 70 図上では点線によつて第 3 成分の等ポテンシャル線 —μ_c 線 = constant — が引かれてある。この線は，化学的ポテンシャル面の投影面上では，水平状態を示す。各鉱物 M の場におけるこの種のポテンシャル線の方向は，与えられた鉱物に対する化学的ポテンシャル面の方程式から求めることができる。$a^M d\mu_a+b^M d\mu_b+c^M d\mu_c=0$。等ポテンシャル線に対しては $d\mu_c=0$, したがつて次のようになる。

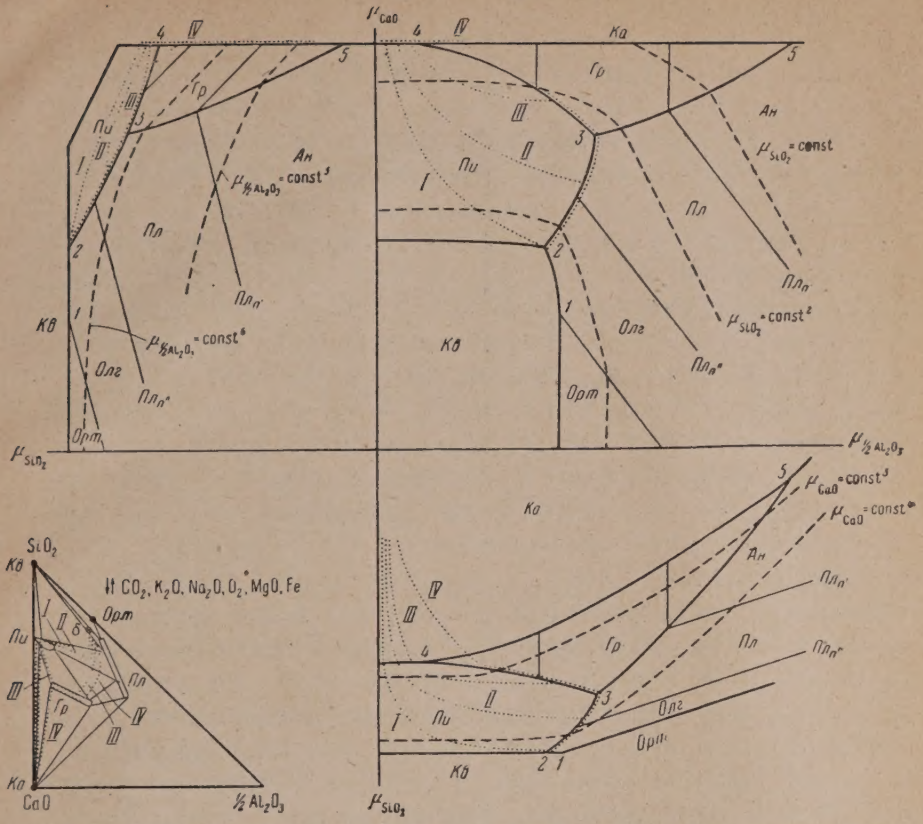
$$\frac{d\mu_a}{d\mu_b}=-\frac{b^M}{a^M},$$

等ポテンシャル線 $\mu_c=$const である。したがつて組成濃度図において座標の原点（c 点）から鉱物組成点へ引かれたヴィクトル線に垂直となる，ただし化学的ポテンシャル面の投影面では場に接して，ヴィクトル線が引かれるものとする。易動性組成の鉱物の場では，この種等ポテンシャル線は曲線となるであろう。

第 71 図のポテンシャル図では，B 鉱物は C 成分を含まないが，A 鉱物は b 成分を含み，両鉱物は c 成分を含む場合を考慮に入れられている。この場合 B 鉱物に対する化学的ポテンシャル面は，線型となり，μ_a 軸に平行となるが，A 鉱物は，μ_b に線型となり，かつ μ_b に平行である。

化学的ポテンシャル面の投影は，複交代性 (li-metasomatic) 生成物における分散過程の研究においてとくに有効である，鉱物類に対してみられる共生関係的規則性を反映している組成－共生関係図を利用して Korzhinskii は 1947 年に，金雲母鉱床の交代岩石類および Turin 鉱山のスカルン，緑簾石帯に対する化学的ポテンシャル面の投影図を作成した。

Turin 銅鉱山に普通にみられるスカルン帯を例として検討してみよう，第 72 図には，この種鉱床のスカルン帯の交代性岩石に対する $CaO-\frac{1}{2}Al_2O_3-SiO_2$ 組成－共生関係図とこの種図表から誘導された $\mu_{AlO_{3/2}}-\mu_{CaO}-\mu_{SiO_2}$ 化学的ポテンシャル面の 3 投影図がかゝげられている。スカルン系の鉱物組成中に含まれている CO_2, K_2O, Na_2O, O_2, MgO, Fe 成分は，



第72図　Turin 銅鉱山のスカルン帯に対する H_2O, CO_2, K_2O, Na_2O, O_2, MgO, Fe 完全移動下における $CaO-1/3Al_2O_3-SiO_2$ 系の組成－共生関係図とそれに対応する化学的ポテンシャル面（$\mu Al_2O_3-\mu CaO-\mu SiO_2$）の3成分投影によつて与えられる

ポテンシャル面の3点は，1－5数字で番号が付けられている。ポテンシャル面の各投影上では，破線は3成分に対する等ポテンシャル線の方向を示し，化学的ポテンシャル面の水平棒（horizontal）の役割をなす。細い密集線は，可変性組成鉱物の2主要同質異像成分のおのおのの定比例に対応する。I, II, III, IV, の点線は，斜長石類のさまざまな脱珪化作用を伴う複交代作用が働く場合に対応する。

An：灰曹長石，Gr：ざくろ石，Ka：方解石，Kb：石英，Olg：灰曹長石，Ort：正長石，Pi：輝石・透輝石・灰鉄輝石・普通輝石領域，Pl：斜長石

完全移動成分であるが，その化学的ポテンシャルは，不変にとられている。

投影図の作図にあたつては，内包線で組成三角形を2分する上述の図式法によつた。（第68図参照）とくに，この方法の原則として，斜長石およびざくろ石のような1変系可変性組成鉱物類に対する等組成線が引かれている。斜長石中では，曹長石および灰曹長石分子の相関関係が可変性であるが，ざくろ石では，灰礬柘榴石および紅柱石分子が可変性である。いまこの種鉱物系列が不連続的であるとすれば，系列の隣接項を結ぶ内包線は，系列の発散方向にそう方向をとるであろう。このことを利用すると1化学的ポテンシャル面の投影上に，2隣接組成の平衡線の方向を作図するさいに，系列の発散方向が内包線の方向として利用できる。この線は，等組成線となるであらう。厳密な一変系組成の鉱物（2成分類質同像系列）に対しては，等組成線は，1直線となるはずである。この種の線は，第72図の斜長石およびざくろ石の場では，細い密集線で示されてある。各投影図での不連続線は化学的ポテンシャル面の投影面に水

平となる第3成分の等ポテンシャル線の方向を示している。

さらに，1成分鉱物および2成分鉱物のポテンシャル面についてとりあげよう。石英は一つの珪素からなる。したがつて石英に対するポテンシャル面方程式は，$\mu_{SiO_2}=\text{constant}$ または $d\mu_{SiO_2}=0$ の形をもつ。これは，座標軸 μ_{SiO_2} に垂直な面となるであろう。物質系の不活成分系が方解石のみを含んでいる方解石の場も，また同じく座標軸 μ_{CaO} に垂直な面を表わすから，$\mu_{CaO}-\mu_{AlO^3/_2}$ および $\mu_{CaO}-\mu_{SiO_2}$ の投影面は，μ_{CaO} 軸に垂直な直線に退化 (degenerate) する。正長石のような3不活性成分の2成分のみを含む鉱物類では，化学的ポテンシャル面の方程式は，3成分の化学ポテンシャルに左右される項を含まない。したがつてこの鉱物の場は，この種3成分の化学的ポテンシャル軸に平行となるであろう。したがつて投影する場合には，残存成分の化学的ポテンシャルの平行軸—2成分鉱物の場—は，線型に退化する。例えば斜（直）線型態の $\mu_{SiO_2}-\mu_{AlO_{3/2}}$ の投影では，正長石の場が投影される。

石灰石と斜長石との反応（複交代作用）場の形成および拡大は，斜長石のカルシウムが拡散するので発生する。しかし珪素と（一部）アルミニウムとは石灰石中へ拡散する。拡散が可能となるためには，拡散成分の化学的ポテンシャル値が全反応帯の延長線にわたつて連続的に逓減することが必要とされる。これは拡散が，与えられた成分の化学的ポテンシャルの低下の側に発生するからである。したがつて長石質岩石類の側では，カルシウムの化学的ポテンシャルの低下，石灰岩側では珪素の化学的ポテンシャルの低下がそれぞれ起きるはずである。石灰岩の接触帯を横切る反応帯の鉱物組成は対応的に変わるはずである。第72図の化学的ポテンシャル面の投影では，長石質岩石類の脱珪酸作用のさまざまな度合を示す複交代作用のさまざまな場合に対応するI, II, III, IV点線が引かれている。第72図にみられるように，拡散成分の化学的ポテンシャルの変化は連続的に行なわれるから，鉱物学的および化学的組成の変化は，不連続的となるはずである。III 点線で示されてある最も普通にみられる複交代作用の場合は，次のような交代，変成帯の succession に対応している。すなわち（1）石英・正長石・灰曹長石帯，次いで石英・透輝石—灰曹長石帯は，初成長石質岩石の変化によつて形成されるが，このような交代変成作用は，複交代作用帯の外部で行なわれる。(第72図のポテンシャル面の1，2の3点）（2）斜方輝石，斜長石縁スカルン岩石帯，次帯に接近するにしたがつて，斜長石は一層塩基質に緩変移するが，輝石はアルミニウムによつて富化される。(第72図の2—3の3点間でみられる）（3）斜輝石・ざくろ石質スカルン帯，次帯に接近すると，ざくろ石および斜輝石は，一層鉄質となる。（4）斜方輝石質（しばしで灰鉄輝石質）スカルン帯（5）大理石化石灰岩帯である。

各変成帯の限界内では，化学的組成の緩変化が起きる。化学的・鉱物学的組成の変成帯間は連続的であつて，顕著な置換フロントを伴つている。いま3鉱物帯，例えば斜方輝石・斜長石・ざくろ石組成帯—1ブロックから他ブロックにわたつて量的鉱物学的組成が緩変化する—を考えてみるならば，このような変成帯の全延長上にわたつて，全成分の化学的ポテンシャル値は変わらないはずである。したがつて変成帯を通る成分の拡散と，拡散過程の下でのこの種変成帯自体の生成とは，不可能である。

アルミニウムに対する極大化学的ポテンシャル帯の上述の succession 下での化学的ポテンシャル面の投影上では，斜方輝石，斜長石帯と斜方輝石，ざくろ石帯との間の界面が確認される。したがつてこの点からみて，アルミニウムは，石灰岩側—ざくろ石組成，一部は輝石組成へ入る—ならびに縁スカルン岩石類へ拡散することが考えられる。

このようにして化学的ポテンシャル面の投影によれば，拡散性交代，変成帯の構造および共生関係のある種の重要な特性を予知するとともに解明することができる。

地質調査所月報 第11巻第1号 目次

報　文

山口県八坂・銅谷鉱山における核原料資源物理探鉱調査報告
筑豊炭田飯塚地区南部の古第三系放射能強度調査報告

概　報

淡路島西淡町地域の堆積岩の放射能強度調査報告
山口県柳井地区放射能強度概査報告
岩手県野尻鉱山周辺地域の放射能強度測定調査報告
岐阜県苗木地方ウラン調査報告
3. 樹縞山および西大洞地区の砂鉱
福岡炭田およびその周辺における放射能強度調査報告
香川・徳島県境（引田―塩江間）放射能強度概査
岡山県新美鉱山における放射性鉱物
香川県手島の放射能強度調査
背振山南西部の花崗岩地域における核原料資源調査
岩手県赤金鉱山およびその周辺地のウラン鉱床探査
岡山県三吉鉱山北部地区調査概報
奈良県南部地域の放射能強度調査
瀬戸内地区（山口・広島・愛媛）核原料物質調査の概要
佐賀県杉山鉱山における核原料資源について
秋田県太良・立又および明又鉱床における放射能強度分布概査

資　料

オホーツク造構・火山活動地帯とそれに関連するある種の問題について

地質調査所への連絡は

本　　所　神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (701) 1146～1148番 (721) 4291～4293番

東京分室　東京都新宿区河田町8番地　電話 (341) 7131～8番

北海道支所　北海道札幌市南1條西18丁目　電話（3）5574番

仙台駐在員事務所　仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）電話（3）2306番

名古屋駐在員事務所　名古屋市東区長堀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番

大阪駐在員事務所　大阪市東区杉山町1番地　電話大阪 (94) 3969番

広島駐在員事務所　広島市基町1番地（広島通産局内）電話　中（2）1945番

四国駐在員事務所　高松市鍛冶屋町4の16（竹内ビル内）電話 高松（2）3052番

福岡駐在員事務所　福岡市北浜町2の19番地（通産省福岡合同庁舎内）電話（2）6743番

昭和34年12月25日　印　刷
昭和34年12月30日　発　行

著者権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　田　中　春　美
東京都台東区東黒門町3番地

印刷所　合資会社　田中幸和堂印刷所
東京都台東区東黒門町3番地

35.3.31 付

U. D. C. 55(05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 10 DECEMBER 1959 No. 12

CONTENTS

H. Isomi & M. Katada : Consideration on Some Sedimentary Features of Non-metamorphosed Upper Paleozoics and Ryōke Metamorphics in the Northern Part of Kiso Mountainland, Central Japan ..... 1(1037)

S. Igi : So-called "Yakuno Intrusive Rocks" in Maizuru District, Japan..... 17(1053)

K. Tanaka : On the Sedimentation of the Cretaceous Deposits, Especially of the Upper Yezo Group in the Sorachi Anticlinal Area, Ishikari Coal Field ..... 27(1063)

N. Obara : Report on the Engineering Geology of the Proposed Dam Sites for Hydro-power along the River Niyodo, Shikoku Island ..... 43(1079)

K. Watanabe : Report on the Land Devastation and Sediment Accumulation above Kamishiiba Weir at the Source Region of the River Mimi, Miyazaki Prefecture..... 57(1093)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 10, No. 12, 1959